

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**  
**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**  
**Departamento de Petrología**



**TESIS DOCTORAL**

**Tesis Univ. Complutense de Madrid**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR  
PRESENTADA POR

**Carlos Fernández Calvo**

**Madrid, 2015**

Carlos Fernández Calvo



\* 5 3 0 9 8 5 8 0 5 0 \*

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE

X-53-05282-4

TP

1982

061

SEDIMENTOLOGIA Y DIAGENESIS DEL CRETACICO SUPERIOR  
DE LA MANCHA (PROVINCIA DE CUENCA)

Departamento de Petrología  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense de Madrid  
1982



BIBLIOTECA

© Carlos Fernández Calvo  
Edita e imprime la Editorial de la Universidad  
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía  
Noviciado, 3 Madrid-8  
Madrid, 1981  
Xerox 9200 XB 480  
Depósito Legal: M-36681-1981

**Autor: CARLOS FERNANDEZ CALVO**

**SEDIMENTOLOGIA Y DIAGENESIS DEL CRETACICO SUPERIOR  
DE LA MANCHA (PROV. DE CUENCA)**

**Departamento de Petrologfa  
Facultad de Ciencias Geológicas  
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**Año: 1981**



**CARLOS FERNANDEZ CALVO**

**SEDIMENTOLOGIA Y DIAGENESIS DEL CRETACICO SUPERIOR  
DE LA MANCHA (PROV. DE CUENCA)**

**Director: Dr. José Andrés de la Peña Blasco**

Departamento de Petrología  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense de Madrid  
Junio, 1981.



### Agradecimientos

La concesión de una Beca de "Formación del Personal Investigador" permitió dar continuidad a los trabajos iniciados en la Tesina, con la integración definitiva en el Dpto. de Petrología, centro donde se ha desarrollado este trabajo.

Debo agradecer, en primer lugar, la labor prestada por el Dr. de la Peña, director de esta Tesis, quien ha participado cotidianamente en su evolución. Igualmente la constante dedicación por parte de la Dra. Marfil.

La colaboración con distintos especialistas ha sido necesaria. Cabe señalar la labor realizada por la Dra. García Palacios en el tratamiento de las arcillas y por L. F. Granados en la resolución de problemas micropaleontológicos. Igualmente la de los Drs. Fonollá, Bustillo, Pons y Alvarez Ramis en sus respectivas especialidades.

El frecuente contacto mantenido con A. Yébenes, así como la discusión de problemas concretos con los Drs. Esteban, Rosell y Vilas han sido muy positivos para la interpretación de los resultados.

Los análisis químicos realizados por el Dr. Guitián, de la Fac. de Santiago, así como el estudio al "scanning" con el Dr. Soriano, del M.O.P.U., han sido igualmente de gran utilidad.

Quiero también manifestar aquí la colaboración prestada en todo momento por mis compañeros del Dpto. de Petrología, y en especial por los Profs. Fúster, Mingarro y Hdez. Pacheco quienes han puesto a nuestra disposición toda la infraestructura técnica del Dpto. así como su personal apoyo y orientación.

En la realización material (Láminas delgadas, delineación, fotograffa y mecanograffa) han intervenido eficazmente: J. Sánchez, J.M. Angulo, J.L. Arias, S. Zazo, G. Segovia y M. Domingo.

A todos ellos mi más sincero agradecimiento.

Por último, un especial recuerdo a mi familia, así como a M. Carmen, Rosa y José Luis y a tantos con quienes he compartido estos momentos.





# I

## - I N D I C E -

	Pag.
1. INTRODUCCION .....	1
1.1. INTRODUCCION Y OBJETIVOS .....	1
1.2. ANTECEDENTES .....	5
1.2.1. <u>Estado actual del conocimiento del Cretácico Superior en esta región</u> .....	5
1.2.2. <u>Revisión de los problemas de dolomitización en condiciones superficiales</u> .....	12
1.2.2.1. Introducción .....	12
1.2.2.2. Teorías genéticas .....	16
1.2.2.3. Criterios para su reconocimiento ..	23
1.2.2.3.1. Criterios Sedimentológicos y texturales .....	23
1.2.2.3.2. Criterios Geoquímicos ..	28
2. <u>METODOLOGIA Y TECNICAS</u> .....	31
3. <u>UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS</u> .....	40
3.1. UNIDAD "ARCILLAS VERDES CENOMANIENSES" .....	40
3.1.1. <u>Descripción</u> .....	40
3.1.2. <u>Extensión geográfica</u> .....	40
3.1.3. <u>Estudio de los principales afloramientos</u> ...	41
3.1.4. <u>Variaciones laterales y verticales</u> .....	44
3.1.5. <u>Estudio mineralógico y granulométrico</u> .....	45
3.1.6. <u>Estudio de la fracción arcilla (&lt;2<math>\mu</math>)</u> .....	51
3.1.7. <u>Discusión e interpretación sedimentológica</u> .	57
3.2. UNIDAD "DOLOMIAS Y MARGAS DOLOMITICAS CENOMANIENSES" ..	62
3.2.1. <u>Descripción</u> .....	62
3.2.2. <u>Extensión geográfica</u> .....	62
3.2.3. <u>Estudio de los principales afloramientos</u> ..	62
3.2.4. <u>Variaciones laterales y verticales</u> .....	83
3.2.5. <u>Macrofacies. Análisis secuencial</u> .....	87

## II

3.2.6. <u>Microfacies</u> .....	90
3.2.6.1. Dolomicritas arenosas .....	91
3.2.6.2. Dolomicritas .....	93
3.2.6.3. Dolopelmicritas .....	95
3.2.6.4. Packstones - Grainstones de peloides .....	95
3.2.6.5. Packstones de bioclastos .....	96
3.2.6.6. Dolobiomicritas .....	97
3.2.6.7. Dolointramicrocritas .....	97
3.2.6.8. Dolobiosparitas .....	98
3.2.6.9. Seudoesparitas y Doloesparitas ....	98
3.2.7. <u>Discusión e interpretación sedimentológica</u> ..	99
3.2.8. <u>Procesos diagenéticos</u> .....	109
3.2.8.1. Dolomitización .....	109
3.2.8.2. Dedolomitización .....	113
3.2.8.3. Otros procesos diagenéticos .....	116
3.3. UNIDAD "DOLOMIAS Y CALIZAS TURONIENSES" .....	142
3.3.1. <u>Descripción</u> .....	142
3.3.2. <u>Extensión geográfica</u> .....	142
3.3.3. <u>Estudio de los principales afloramientos</u> ...	142
3.3.4. <u>Variaciones laterales y verticales</u> .....	160
3.3.5. <u>Microfacies</u> .....	162
3.3.5.1. Biocalcarenitas .....	164
3.3.5.2. Biocalcirruditas .....	164
3.3.5.3. Biopelmicritas .....	165
3.3.5.4. Micritas y Biomicritas .....	166
3.3.5.5. Seudoesparitas y Doloesparitas ....	166
3.3.6. <u>Discusión e interpretación sedimentológica</u> ..	167
3.3.7. <u>Procesos diagenéticos</u> .....	172
3.3.7.1. Dolomitización .....	172
3.3.7.2. Dedolomitización .....	178
3.3.7.3. Silicificación .....	180
3.4. UNIDAD "MARGAS Y CALIZAS SENONIENSES" .....	210
3.4.1. <u>Descripción</u> .....	210

### III

3.4.2. <u>Extensión geográfica</u> .....	210
3.4.3. <u>Estudio de los principales afloramientos</u> ...	211
3.4.4. <u>Variaciones laterales y verticales</u> .....	227
3.4.5. <u>Microfacies</u> .....	230
3.4.5.1. Biopelmicritas .....	230
3.4.5.2. Biopelsparitas .....	231
3.4.5.3. Oosparitas .....	232
3.4.5.4. Biomicritas .....	233
3.4.5.5. Micritas .....	233
3.4.5.6. Intramicritas .....	234
3.4.5.7. Seudoesparitas y Doloesparitas ....	235
3.4.6. <u>Discusión e interpretación sedimentológica</u> ..	235
3.4.7. <u>Procesos diagenéticos</u> .....	244
3.4.7.1. Dolomitización - Dedolomitización..	244
3.4.7.2. Brechificación .....	248
4. <u>CONCLUSIONES</u> .....	274
4.1. <u>Conclusiones Generales</u> .....	274
4.2. <u>Conclusiones Petrológicas</u> .....	275
4.3. <u>Conclusiones Sedimentológicas</u> .....	276
4.4. <u>Conclusiones Diagenéticas</u> .....	277
5. <u>BIBLIOGRAFIA</u> .....	279



## 1. INTRODUCCION

### 1.1. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

Desde hace más de diez años se viene trabajando en el Departamento de Petrología de la Facultad de Geología de la Universidad Complutense de Madrid sobre temas relacionados con la Petrología, Sedimentología y Diagénesis de Rocas Carbonáticas.

Continuando esta línea de investigación realizamos nuestra Tesis de Licenciatura sobre el estudio del Cretácico Superior en la transversal Mota del Cuervo-Alarcón, al sur de la provincia de Cuenca. A raíz de su finalización vimos el interés y la necesidad de llevar a cabo un estudio regional más amplio y profundo para intentar esclarecer los diversos problemas sedimentológicos y diagenéticos planteados.

Dadas las lógicas limitaciones geográficas, se eligió como tema de estudio el Cretácico Superior en la región comprendida por los enlaces meridionales de la Sierra de Altomira con el borde suroeste de la Cordillera Ibérica (Serranía de Cuenca), según se indica en la Fig. 1. Esta región, que ocupa todo el sur de la provincia de Cuenca, está incluida en la Hoja N° 54 a escala 1:200.000, Campo de Criptana (IGME, 1972). En la Fig. 2, se han representado los afloramientos mesozoicos, fundamentalmente cretácicos, que existen en dicha Hoja.

Los materiales estudiados se disponen en una serie de alineaciones con deformación tectónica en pisos o "stockwerk", provocada por la fracturación del zócalo. La estructura presenta cierta complejidad debido a la existencia de accidentes transversales a la dirección submeridiana de la deformación del zócalo. Estos accidentes tienen como consecuencia un giro en el sector meridional donde las alineaciones mesozoicas cambian su rumbo progresivamente de N-S a NW-SE.

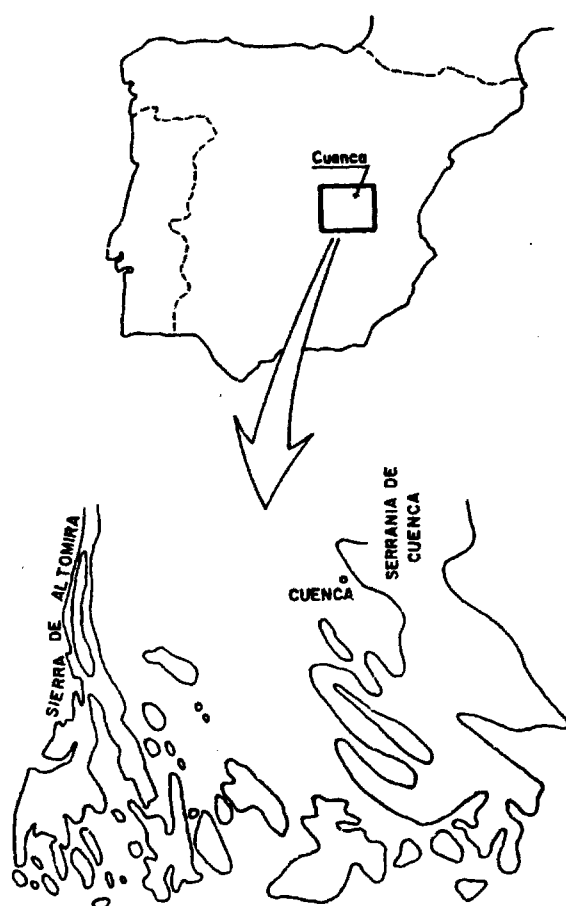


Fig. 1. Situación general de la región estudiada





Han sido precisamente las investigaciones sobre cuestiones estructurales las que han proporcionado un conocimiento litoestratigráfico general previo que ha facilitado nuestro posterior estudio.

El Cretácico Superior de esta región manchega constituye uno de los ejemplos más interesantes de la Península de sedimentación en una plataforma marina carbonatada, sobre la que se han sobreimpuesto una serie de transformaciones diagenéticas, siendo la dolomitización la más importante. Dichas transformaciones, si bien dificultan el estudio de las condiciones originales de sedimentación, son consecuencia de las peculiares características deposicionales, así como de la propia evolución de la cuenca.

La escasez y mala calidad de afloramientos unidas a las litologías presentes hacían necesario un estudio específico, basado en una petrografía detallada, que permitiera conocer las microfacies más características, fueran deposicionales o no, así como sus variaciones laterales y verticales.

También se vio la conveniencia de prestar una especial atención al estudio geoquímico y mineralógico de las arcillas que suponen el tránsito de la sedimentación arenosa a la carbonatada en el comienzo del Ciclo Superior del Cretácico.

De esta manera, podemos concluir que nuestro objetivo ha sido doble; el conocimiento de las características sedimentológicas del Cretácico superior de esta región manchega y el de las transformaciones diagenéticas que han borrado buena parte de las estructuras sedimentarias primitivas.

## 1.2. ANTECEDENTES

### 1.2.1. Estado actual del conocimiento del Cretácico Superior en esta región.

La bibliografía geológica existente sobre la región estudiada es bastante escasa, sobre todo si nos limitamos a los aspectos concretos que pretendemos abordar en el presente trabajo. Por ésto, sólo haremos hincapié en los artículos que han sido más útiles para el conocimiento previo, fundamentalmente estratigráfico, de los materiales estudiados.

CORTAZAR (1875) fué quien describió por primera vez el Cretácico en esta zona. Distinguió, dentro de este sistema dos grupos, el inferior arenoso y el superior calcáreo, este último con fauna que le permitió datar el Cenomaniense y el Turoniense.

ROYO GOMEZ (1920), HERNANDEZ PACHECO (1923), LAUTENSACH (1932), RICHTER y TEICHMULLER (1933), RIOS et al (1944) y SAENZ GARCIA (1944) realizan trabajos de índole general sobre el Cretácico.

Posteriormente el I.G.M.E. edita una Memoria titulada "El Cretáceo en España", donde se recogen entre otros los trabajos de MARTINEZ PERA (1956) sobre el Cretácico de la Mesa Manchega. Este autor, a partir de un corte estratigráfico en Mota del Cuervo, distingue varios tramos litológicos, alguno de ellos con fauna que le permiten datar : Senoniense (*Hippurites*), Turoniense (*Arca archiaciana*, *Cardium montanianum*) y Cenomaniense (*Exogyra flabellata*). Asimismo subraya la diferencia de espesores que presenta con clara disminución en sentido E-W.

FONTBOTE y RIBA (1956) también estudian la región de Mota del Cuervo, clasificando fauna Senoniense (*rudistas*, *Alveolinas*) y Cenomaniense-Turoniense (*Exogyra*, *Tylostoma*,...). Suponen

una transgresión Cenomaniense, posterior a la sedimentación continental de las facies Utrillas, que se prolonga hasta el Senoniense inclusive, constituyendo un único ciclo sedimentario.

COMA y FELGUEROSO (1962) estudian los yesos al borde de la Sierra de Altomira y, en base a unas intercalaciones calcáreas con fauna, los atribuyen al Senoniense cuando estaban considerados anteriormente como Paleógenos.

GAIBAR PUERTAS (1962) data como Cenomaniense Superior el yacimiento de flora fósil que encuentra en las proximidades de Fuentelespino de Haro. Según él, se producen cuatro "microciclos sedimentarios" debidos a los sucesivos depósitos marinos y continentales en el Cretácico Superior, con sedimentación continental durante el Cenomaniense Inferior, Cenomaniense Superior, Turoniense Medio y tránsito Senoniense-Daniense. La flora y microfauna clasificada parece relacionada con un paleoclima relativamente cálido con estaciones húmedas.

ABRIL BAREA et al. (1967) definen varias formaciones para la Sierra de Almenara. Al conjunto de materiales cretácicos les denominan "Formación Castillo", incluyendo en ella tres tramos, el inferior, arenoso ("arenas de Utrillas"), el medio, calizo y margoso (Cenomaniense-Turoniense) y el superior, calcáreo (Senoniense).

En la década de los setenta es cuando aparecen los trabajos más detallados, fundamentalmente basados en la realización de diversas Tesis Doctorales. (MELENDEZ HEVIA, 1971; SANCHEZ SORIA, 1973; VIALARD, 1973 y GARCIA ABBAD, 1975), o de reuniones científicas (I Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica", 1974; "Cretácico de la Península Ibérica", 1979), así como en la publicación de algunas Hojas Geológicas a escala 1:50.000 por el I.G.M.E. que se detallarán posteriormente.

Asimismo, el "Mapa de Síntesis Geológica" a escala 1:200.000 (I.G.M.E., 1972) contiene una síntesis de la geología de toda esta región, habiendo servido además como base para la realización de numerosas figuras que contiene esta Memoria en las que se incluye la distribución de los afloramientos mesozoicos.

MELENDEZ HEVIA (1971) estudia la Serranía de Cuenca comparándola también, en varios trabajos, con el sector norte de la Sierra de Altomira (MELENDEZ HEVIA, 1969, 1972 a y b, RAMIREZ - DEL POZO y MELENDEZ HEVIA, 1972). Considera para el Cretácico las siguientes seis unidades: 1) "Capas de Utrillas", 2) "Cenomaniense", 3) "Dolomías Ciudad Encantada", 4) "Dolomías brechoideas", 5) "Carniolas del Cretácico Superior" y 6) "Facies Garumniense". Las unidades 3 y 4 comprenden al Turoniense y la 5 al Senoniense. La fauna encontrada permite datar Cenomaniense Superior, Turoniense Inferior y Maestrichtiense Superior-Danense. Suponen que a partir del Cenomaniense se inicia un régimen de sedimentación marina que continúa durante el Turoniense y Senoniense atribuyendo a estos sedimentos un medio deposicional de zona interior de plataforma, a veces con influencia continental por la existencia de dolomías y arcillas. En el tránsito Cenomaniense-Turoniense se establecen condiciones de mar abierto, con presencia de restos de Ammonites, pero en un régimen estable de plataforma continental. Suponen que las "Dolomías Ciudad Encantada" son primarias o de diagénesis muy temprana. Ya en el Turoniense comienza una sedimentación de tipo lagunar en cuencas semicerradas, si bien hacia el NE de la Serranía permanecen las condiciones marinas reflejadas por la fauna de rudistas, corales y microfauna de mar abierto. El carácter lagunar se acentúa durante la deposición de las facies Garumnien~~ses~~ses.

SANCHEZ SORIA (1973, 1975) estudia la Sierra de Altomira. Para su sector meridional, propone la siguiente sucesión estra-

tigráfica: A) Cenomaniense-Turonense-Coniaciense, donde se pueden distinguir : 1) 25 m. Calizodolomías margosas (Cenomaniense) 2) 15 m. Margas blanquecinas con niveles calcareníticos y arenas dolomíticas que desaparecen hacia el sur (Cenomaniense-Turonense), 3) 15-20 m. Dolomía parda masiva con nódulos de sílex y -fauna de rudistas y coralarios al techo (Coniaciense-Santonense) y 4) 15-20 m. Marga calcárea blanquecina y rosada con algún nivel más calcáreo. B) Senonense, compuesto de muro a techo por: 1) 15 m. Margas calcáreas con cantos calizos, 2) 20 m. Caliza cristalina, masiva en base y conglomerática hacia el techo, 3) 15-20 m. Marga con nódulos y bloques calizos, y 4) 40 m. Caliza grisácea estratificada. La fauna encontrada da al conjunto una edad Santonense. Construye asimismo los mapas de isopocas de estos grupos e interpreta dichos depósitos como una sedimentación estable desde el Cenomaniense al Coniacense, con profundidad creciente hacia el E ó SE y con desarrollo de una barrera -arrecifal al SW que aísla la zona N, depositándose sedimentos de facies marino-lagunares durante el Senonense. En este período se produce un cambio en las directrices de esta cuenca con variaciones de profundidad creciente en sentido S-N y cierta inestabilidad que conduce a una emersión general de la región meridional de la Sierra de Altomira.

VIALARD (1973) en sus investigaciones referidas al Ciclo Alpino de la Cordillera Ibérica suroccidental aporta interesantes datos a partir de la realización de diversos cortes estratigráficos. Para la región SW de su estudio, que coincide con nuestra zona, reconoce un Cenomaniense esencialmente dolomítico al igual que el Turonense. El Senonense es calcáreo o calcodolomítico, a veces brechoide, con frecuentes Lacazinas. Según este autor el Cenomaniense pertenece al dominio marino nerítico, con menor profundidad de E a W y débil espesor en la parte occidental. Esto puede ser la respuesta a una sedimentación localmente poco activa o también a que se encuentre incompleto debido a la progresiva transgresión cenomaniense en sentido E-W. Durante el

Turonense se mantienen las condiciones claramente marinas, con una extensión de los mares posiblemente análoga a la del Cenomaniense Superior. Este dominio, poco profundo pero amplio y abierto, permitiría el inicio de un carácter pelágico, al menos en el comienzo del Turonense, así como una dolomitización secundaria casi uniforme. Aproximadamente en el Coniaciense los niveles con Charáceas y Discórbidos suponen una fase regresiva, pero en el Santoniense el carácter netamente marino se afirma de nuevo, al mismo tiempo que comienza una cierta actividad tectónica relacionada con la formación de importantes brechas intraformacionales. Durante el Campaniense se produce una regresión generalizada hacia el SE. Distingue, por tanto, dos subciclos sedimentarios Cenomaniense-Coniaciense ? y Santoniense Maestrichtiense dentro del ciclo sedimentario principal.

GARCIA ABBAD (1975, 1978) realiza su Tesis Doctoral en los alrededores del pantano de Alarcón. La síntesis estratigráfica que propone es la siguiente : a) Cenomaniense margodolomítico, con arcillas verdes en la base con espesor que varía desde 25 m. en Zafra de Zancara hasta más de 45 m. en la presa de Alarcón. b) Turonense formado por un paquete basal dolomítico, asimilable a las "Dolomías Ciudad Encantada" de MELENDEZ HEVIA (1971) y otro superior margoso que posiblemente alcanza al Coniaciense, con potencias medias de 35 y 15 m. y conteniendo ambas cantidades variables de sflex. c) Senoniense, con facies brechoides hacia la Serranía de Cuenca y masivo en el resto.

En el "I Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica" se recogen numerosos artículos, entre los que cabe mencionar los de MELENDEZ HEVIA (1975), YEBENES (1975), WIEDMANN (1975), RAMIREZ DEL POZO et al (1975), LINARES GIRELA y RODRIGUEZ ESTRELLA (1975). En MELENDEZ HEVIA et al. (1975) se realiza una síntesis general del Cretácico de la Zona Sur de la "Rama Castellana" de la Cordillera Ibérica. Dicha síntesis, basada tanto en las Tesis Doctorales realizadas en dicha zona como en los

trabajos correspondientes al Plan MAGNA del I.G.M.E., proporciona una visión estratigráfico-paleogeográfica regional del Cretácico. Sin embargo, queda fuera de un estudio detallado la región del enlace meridional de la Sierra de Altomira con las regiones que denominan "Fuentes-Villar del Humo" y "NW Valencia", y que constituyen la parte fundamental de nuestro trabajo. A escala regional observan un avance de la transgresión marina hacia el NW que rebasa los distintos umbrales existentes. La formación "Utrillas" comprende el comienzo de la transgresión, con un marcado diacronismo (Albiense-Cenomaniense Inferior) y representando el equivalente lateral, de origen continental, de las primeras capas marinas. El "umbral de Reillo" representa, además, el límite entre facies calcáreas y fosilíferas al SE de ambiente litoral a nerítico y las facies dolomíticas poco fosilíferas restringidas al NW, en la Serranía de Cuenca. El Turoniense, con su etapa transgresiva máxima en la parte basal, presenta facies similares al Cenomaniense al SE, mientras que al NW lo constituyen las dolomías masivas "Ciudad Encantada". El Senoniense presenta facies más diferenciadas pero controladas por el mismo esquema paleogeográfico. En la región comprendida entre la Serranía de Cuenca y la mitad Norte de la Sierra de Altomira está constituido por dolomías brechoideas a carniolares, formadas por disolución de capas intercaladas de anhidrita y posterior colapso (MELENDEZ HEVIA, 1971). Tanto al E como al S de esta zona, el Senoniense está representado por dolomías bien estratificadas y brechas calco-dolomíticas que localmente contienen *Lacazinas*.

Como ya hemos indicado antes, en nuestro área de estudio se encuentran publicadas las Hojas y Memorias del I.G.M.E. 632, HERNANDEZ SAMANIEGO, DEL OLMO ZAMORA, Horcajo de Santiago (1976); 635, RAMIREZ DEL POZO et al, Fuentes (1975); 663, GABALDON et al, Valera de Abajo (1976); 688, REY, Quintanar de la Orden (1969); 690, RUBIO NAVASI, Santa María del Campo Rús (1976) y 691, FERRERO PADIN, Motilla del Palancar (1976).

La síntesis anteriormente expuesta contiene gran parte de los trabajos de realización de estas Hojas. Por ello, sólo las citaremos cuando se trate algún problema específico en su capítulo correspondiente.

Como resumen, el esquema simplificado del Cretácico Superior en esta región se compone, de acuerdo con la mayoría de los autores, de tres partes fundamentales. La primera está formada por una unidad margoso dolomítica que se apoya sobre la Formación arenas de Utrillas y localmente sobre un pequeño tramo de arcillas verdes. La segunda, son dolomías masivas que pasan lateralmente a calizas fosilíferas. Por último, la tercera está constituida por un tramo margoso inferior seguido de calizas y dolomías, frecuentemente brechoides.

Las unidades antes mencionadas son fácilmente diferenciables sobre el terreno, debido a que normalmente están separadas por sendos tramos margosos, topográficamente más deprimidos, donde se suelen localizar los cultivos. Presentan, además, la ventaja de corresponder, con bastante exactitud, al Cenomaniense, Turoniense y Senoniense respectivamente, aunque los límites no están bien definidos, entre otras razones por la intensa dolomitización que impide la conservación de los fósiles para su datación.



### 1.2.2. Revisión de los problemas de dolomitización en condiciones superficiales.

#### 1.2.2.1. Introducción

El resumen que a continuación exponemos intenta ser una puesta al día de los conocimientos existentes sobre dolomitización producida en condiciones superficiales, tanto en base a los datos experimentales como en la aplicación a sedimentos recientes o a rocas antiguas. No estudiamos, por no ser el caso de los materiales tema de nuestro trabajo, los procesos relacionados con metasomatismo, hidrotermalismo, fracturación, etc. de los que se puede encontrar un buen resumen y extensa bibliografía en CHILINGAR et al. (1979) y MARTIN (1980).

El descubrimiento de la dolomita por DOLOMIEU en 1791 (Veáse GOMEZ DE LLARENA, 1974) fué seguido inmediatamente del conocimiento de su principal anomalía: Mientras que las rocas carbonáticas (calizas y dolomías) constituyen del 5 al 15 % del total de las rocas sedimentarias, la dolomía varía desde un contenido prácticamente nulo en los sedimentos recientes hasta un 60 % en las rocas más antiguas, formando gran parte de los carbonatos del Precámbrico y Paleozoico.

Para responder a este hecho, la mayoría de los autores sugieren que el tiempo transcurrido desde la formación de dichos sedimentos ha sido el factor que ha permitido una mayor posibilidad de transformación. Sin embargo, varios autores opinan además, que las condiciones de sedimentación no fueron las mismas hace 600 millones de años que en la actualidad.

STRAKHOV (1953) y CHILINGAR (1956) piensan que durante el Precámbrico y Paleozoico Inferior precipitó dolomita direc-

tamente a partir del agua de mar a causa del alto contenido en  $\text{CO}_3^{2-}$  de la atmósfera y del alto valor Mg/Ca en las aguas marinas. MOTT y HOLLAND (1965), basados en experimentos, proponen que a temperaturas elevadas (entre 70° y 500°C) el  $\text{Mg}^{2+}$  se moviliza del agua del mar y entra a formar parte de los basaltos de la corteza oceánica. Según estos autores el incremento de temperatura relacionado con la expansión del océano, acompañado de la actividad de las dorsales centrooceánicas durante el Mesozoico, coincide más o menos con un aumento en la relación caliza/dolomía.

En los últimos 25 años, las investigaciones comprenden varios campos distintos. Desde los estudios teóricos que utilizan modelos analógicos, como los de MORROW y MAYERS (1978) o la síntesis experimental en condiciones diversas, hasta los modelos de dolomitización aplicados a sedimentos recientes, bien sea por precipitación directa (dolomías primarias) o por reemplazamiento (dolomías penecontemporáneas). Todos estos resultados son de gran importancia para el esclarecimiento del origen de la dolomitización en rocas antiguas, que además puede completarse a causa de factores tectónicos, hidrotermales, metasomáticos ...

En condiciones similares a las superficiales, ha habido pocos éxitos en la síntesis experimental de dolomita, ya sea por precipitación directa o por reemplazamiento (CHILINGAR et al. 1979). A bajas temperaturas (unos 70°C) se obtiene una dolomita desordenada llamada "protodolomita" por GRAF y GOLDSMITH (1956). Dichos autores atribuyen esta mala ordenación a que las diferencias cristaloquímicas entre el  $\text{Ca}^{2+}$  y el  $\text{Mg}^{2+}$  son demasiado refinadas como para que en condiciones superficiales se consiga la energía necesaria para un mejor ordenamiento que el estado de "protodolomita". DEELMAN (1975) demuestra que el crecimiento del cristal se realiza "capa a capa" y no "en espiral". El cambio de una capa de  $\text{Ca CO}_3$  por la siguiente de  $\text{Mg CO}_3$  requiere un

importante cambio energético, es decir, de la termodinámica del medio. Se necesita un distinto comportamiento de adsorción por parte de los dos cationes. Aunque tienen la misma valencia, los radios iónicos varían y por ello presentan propiedades electrostáticas diferentes.

A pesar de todas estas dificultades, CHILINGAR (1956), CHAZEN y ERLICH (1973) y DAVIES y FERGUSON (1975), entre otros, aseguran haber precipitado dolomita. Las condiciones generalmente requeridas suponen una hipersalinidad (LIEBERMAN, 1967; CHAZEN y ERLICH, 1973; GAINES y HEFFNER, 1973). KINSMAN (1969) establece relaciones de  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  entre 7 y 22. CHILINGAR (1956), además de una alta relación  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  ( $\approx 7.8$ ), supone una alta  $PCO_2$  que provocaría un aumento de alcalinidad.

La alta alcalinidad, así como un elevado valor de la relación  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$ , son defendidas por numerosos autores como condiciones necesarias para la dolomitización. Sin embargo, FOLK y LAND (1975) establecen los campos de estabilidad de la calcita y de la dolomita en función de estos dos parámetros, subrayando la posibilidad de precipitación de dolomita en condiciones de baja salinidad y relación  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  próxima a 1. Resumen estas condiciones junto con el tipo de morfología cristalina que se forma y el medio de sedimentación asociado en el cuadro de la Fig.- 3.\*

Actualmente se conocen varios lugares donde se supone que existe una precipitación de dolomita. JONES (1961) fué el primero que propuso un origen primario para la dolomita del "Deep Spring Lake", California, en base a los altos porcentajes de dolomita en áreas de inundación más frecuente. CLAYTON et al. (1968) concluyen lo mismo al estudiar las diferencias entre las relaciones isotópicas del C y O en pares coexistentes de calcita y dolomita. ALDERMAN y SKINNER (1963) suponen que los sedimentos dolomíticos del "Lagoon Coorong" y otros asociados, en el Sur de

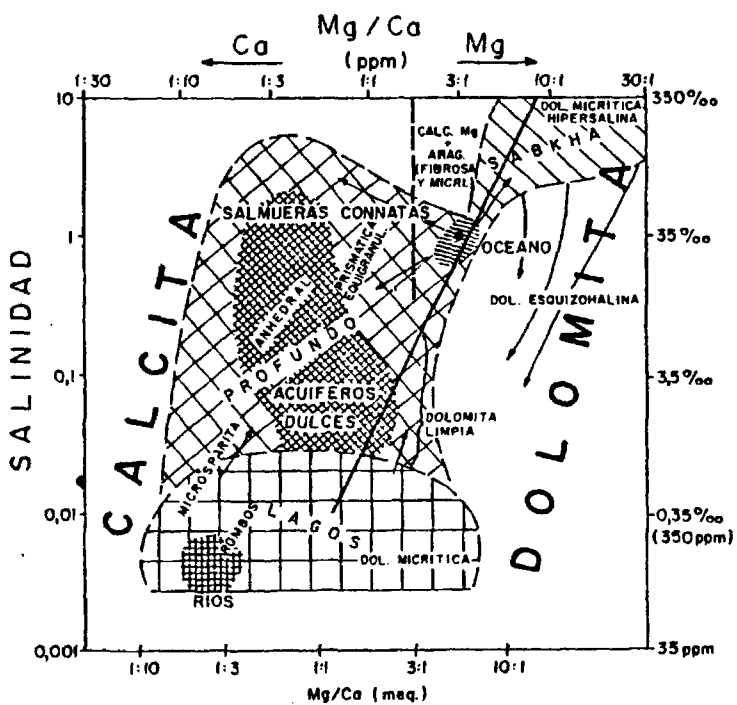


Fig. 3. Mineralogía y cristalinidad en relación con la salinidad y valor Mg/Ca (según FOLK y LAND, 1975)

Australia, tienen un origen primario provocado por el alto pH causado por el crecimiento de las plantas en aguas salinas someras. BEHREMS y LAND (1972) atribuyen también una precipitación directa a las dolomías de "Baffin Bay", Texas, en base a la falta de texturas de reemplazamiento, un mayor contenido de  $\delta^{18}O$  de la dolomita respecto del aragonito y calcita magnesiánica coexistentes, y un valor de  $Sr^{2+}$  más alto que las dolomías de reemplazamiento en rocas antiguas. SIESSER (1972) considera que las dolomías del talud continental africano son también de origen primario.

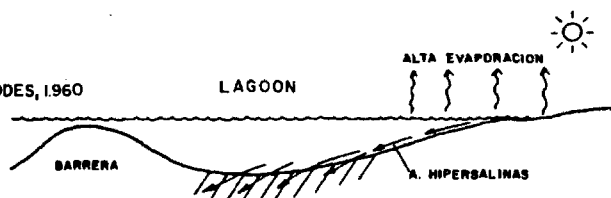
Los ejemplos actuales de dolomías de reemplazamientos relacionados con ambientes de sedimentación restringidos son bastante más numerosos DEGENS y EPSTEIN (1964) al no encontrar una diferencia significativa entre los contenidos de  $\delta^{18}O$  de calcita y dolomita coexistentes, afirman que la dolomita se ha podido formar por reemplazamiento en estado sólido, sin cambio del  $CO_3^{2-}$ . En la mayoría de los afloramientos Holocenos hay pruebas de reemplazamiento producido en sedimentos fundamentalmente aragoníticos. Tales son los casos de Bonaire, en las Antillas Holandesas (DEFFEYES et al, 1965); Bahamas (SHINN et al, 1965); Florida (SHINN, 1968); Golfo Pérsico (ILLING et al, 1965, BUTLER, 1969). Para todas estas dolomías de reemplazamiento temprano, se acepta normalmente el término de "dolomías penecontemporáneas".

#### 1.2.2.2. Teorías Genéticas

Las diversas hipótesis o modelos de dolomitación penecontemporánea están basados fundamentalmente en la dinámica y composición de los fluidos dolomitizantes. En la FIG.-4 hemos esquematizado los tres tipos más conocidos, indicando la denominación dada por los autores que los definieron. Resumidamente

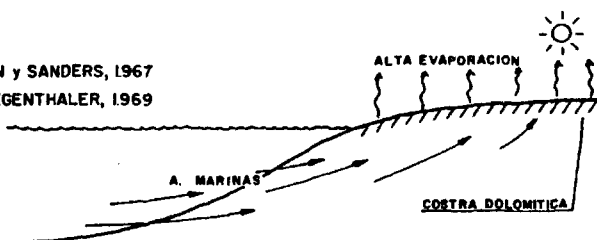
**FLUJO DESCENDENTE**

"Seepage refluxion" ADAMS y RHODES, 1960

**FLUJO ASCENDENTE**

"Capillary concentration" FRIEDMAN y SANDERS, 1967

"Evaporative pumping" HSÜ y SIEGENTHALER, 1969

**MEZCLA DE AGUAS**

HANSHAW et al, 1971

"Schizohaline" FOLK y SIEDLECKA, 1974

"Dorag" BADIOZAMANI, 1973

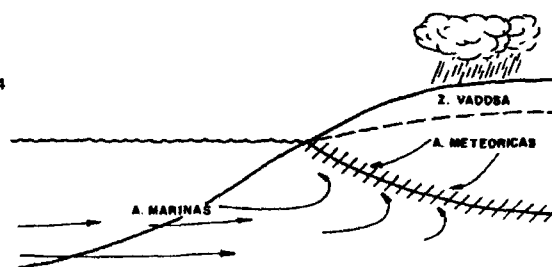


Fig. 4. Principales teorías genéticas de circulación de flujos en procesos de dolomitización superficiales

podemos ver que en el modelo de "flujo descendente" (ADAMS y RHODES, 1960) los fluidos dolomitizantes son salmueras densas producidas por la intensa evaporación de la zona supramareal. En cambio el "flujo ascendente" (FRIEDMAN y SANDERS, 1967; HSÜ y SIEGENTHALER, 1969) está basado en la concentración posterior de las aguas marinas, debido también a la evaporización intensa en dicha zona. El tercer modelo difiere bastante de los dos anteriores pues la dolomitización se produce en la zona de mezcla de aguas marinas con las aguas meteóricas (HANSHAW et al. 1971; BADIOZAMANI, 1973; FOLK y SIEDLECKA, 1974). Este último modelo presenta además la particularidad de que puede estar ligado con la sedimentación (caso de arrecifes, sabkhas con "lavados" debidos a lluvias intensas ...), pero también puede ocurrir que se produzca sobre sedimentos ya litificados, que han vuelto a condiciones superficiales, en cuyo caso se trataría de una dolomitización diagenética tardía (epigenética o telogenética según los distintos autores). A continuación haremos una revisión resumida de los principales trabajos que defienden alguno de estos modelos.

ADAMS y RHODES (1960) definieron el modelo "reflujo deslizando" ("seepage refluxion") cuando apenas habían aparecido trabajos sobre dolomías penecontemporáneas. Dicho modelo fué aplicado a las dolomías del Pérmico del W de Texas. Los sedimentos carbonatados metaestables originales se transformaron debido a la actuación de salmueras hipersalinas, muy alcalinas, enriquecidas en  $Mg^{2+}$ , formadas por la precipitación de yeso en un lagoón evaporítico. Dichas salmueras, a causa de su mayor densidad, pueden sumergirse y fluir hacia el mar a través del fondo hasta alcanzar una zona permeable. La penetración de los fluidos en los sedimentos de aragonito y calcita magnesiana metaestables provoca un desplazamiento de las aguas connatas suponiendo por un lado el aporte de  $Mg^{2+}$  por las aguas que llegan y la movilización del  $Ca^{2+}$  de las aguas preexistentes. El resultado es la dolomitización de cientos de metros debido a que las

salmueras atraviesan rocas con diferentes grados de permeabilidad

DEFFEYES et al. (1965) explican con este modelo de reflujo deslizante la dolomitización relativamente actual de Bonaire, Antillas Holandesas. La fuerte evaporación en el Lago Pekelmer (Lago supramareal adyacente) provoca una precipitación de yeso, por lo que en la salmuera resultante se aumenta la relación  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$ , estableciéndose un flujo de aguas hipersalinas que dolomitiza los carbonatos infrayacentes por los cuales atraviesa. Sin embargo, estudios más detallados realizados posteriormente, han demostrado que el reflujo puede no ser continuo, sino tener un carácter estacional (MURRAY, 1969). ZENGER (1965) también propone un modelo de dolomitización por deslizamiento de fluidos evaporíticos para la Formación Lockport (Silúrico Medio) de Nueva York. Análogamente lo hace SHENK (1967) para las dolomías de la Formación Macumber (Mississippiense) de Canadá. Un origen similar también es propuesto por ARMSTRONG (1970) para las Dolomías Mississippienses de Alaska y para la Formación Edwards (Cretácico Inferior) de Texas.

A pesar de todo no existe una aceptación general de los modelos de reflujo deslizante (ENOS, 1978). HSÜ y SIEGENTHALER (1969) ponen muy en duda que este mecanismo sea capaz de producir una dolomitización significativa. La cantidad de  $Mg^{2+}$  que puede ser suministrada en cantidades normales de circulación es demasiado pequeña como para producir la dolomitización a gran escala. BATHURST (1975) duda que el tiempo disponible sea suficiente en relación con la velocidad de este proceso.

Como contraposición al modelo de flujo descendente surgen otros fundamentados en la circulación de los fluidos en sentido contrario. FRIEDMAN y SANDERS (1967), basados en los trabajos de MÜLLER (1960) sobre los depósitos de los nitratos de Chile, consideran el modelo de "concentración por capilaridad" (capillary



concentration"). Según este modelo, las aguas intersticiales provenientes del mar ascienden a través de los sedimentos marinos costeros, concentrándose por evaporación en la superficie. La precipitación de yeso provocaría un aumento en la relación  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  que facilitaría la dolomitización. Según ellos, este es un mecanismo que explica la formación de muchas de las denominadas "costras supramareales".

SHINN et al. (1965), para las Bahamas, y SHINN (1968), para Florida, atribuyen un mecanismo similar para la formación de las costras dolomíticas. También se aplica este modelo en el Golfo Pérsico (ILLING et al, 1965). En cuanto a rocas antiguas THOMPSON (1970) considera este proceso como el más apropiado para la dolomitización de los sedimentos supramareales a causa de la evaporación de las aguas intersticiales procedentes de inundaciones periódicas durante el Ordovícico en Los Apalaches.

Un mecanismo de dolomitización similar al de concentración por capilaridad es el propuesto por HSÜ y SIEGENTHALER (1969). Estos autores, como alternativa al movimiento de reflujo deslizante, que consideran ineficaz para una dolomitización extensa, proponen la existencia de un gradiente hidráulico vertical inducido por la evaporación en superficie, más que por el movimiento de capilaridad estrictamente causado por tensión superficial, que produciría un "bombeo por evaporación" ("evaporative pumping"). Los resultados que obtuvieron en un tanque experimental pusieron de manifiesto la existencia de un flujo, primero lateral y luego ascendente, de agua salada que reemplazaba totalmente a la pérdida por evaporación.

El tercer mecanismo que se ofrece como posible fuente de dolomitización está basado en la mezcla de aguas de distinta salinidad. La saturación de una solución respecto de la dolomita es posible en aguas de baja salinidad y relación  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  próxima a la unidad (RUNNELS, 1969; MATHEWS, 1971, FOLK y LAND, 1975,

entre otros).

HANSHAW et al. (1971) estudian la plataforma de Florida y suponen que la dolomitización está relacionada con las aguas salobres que se forman en la zona de contacto entre las aguas meteóricas y las marinas subyacentes. Las aguas dulces recargan el acuífero terciario con una relación  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  de 0.05 que va creciendo con el tiempo y recorrido hasta aproximarse a la unidad. Este aumento de contenido en Mg es debido a su aporte por el agua oceánica en la zona de mezcla, consiguiéndose en esta zona una solución que está sobresaturada tanto respecto de la calcita como de la dolomita.

Análogo a este modelo, pero a escala más reducida es el atribuido por LAND (1973) para la dolomitización de los arrecifes pleistocenos de Jamaica. El proceso se produce debido a la mezcla de agua freática meteórica y agua marina, produciéndose la precipitación de la dolomita a partir de una solución cuya composición está controlada por; a) composición del agua meteórica, b) cantidad de mezcla con el agua de mar, y c) principal mineralogía del carbonato arrecifal primitivo. El crecimiento arrecifal, sin pruebas aparentes de restricción, elimina posibles condiciones de hipersalinidad. Por otra parte los bajos contenidos en  $Sr^{2+}$  (200 ppm) y  $Na^+$  (350 ppm) también excluyen la precipitación con influencias de aguas meteóricas que además viene apoyada por la interpretación de los contenidos isotópicos de  $^{13}C$  y  $^{18}O$ .

BADIOZAMANI (1973) aplicó un modelo de dolomitización, que denominó "Dorag", a los carbonatos ordovícicos de Wisconsin. Las interpretaciones sedimentológicas apoyaban unas condiciones de sedimentación de mar abierto. Comparando con los carbonatos marinos actuales, los valores de  $\delta^{18}O$  y  $\delta^{13}C$ , así como los contenidos en  $Sr^{2+}$  y  $Na^+$  son bajos, sugiriendo un intercambio de los carbonatos con el agua meteórica. Los estudios teóricos que

realiza conducen a que la mezcla de aguas meteóricas con cantidades superiores al 30% de agua marina producen una subsaturación de la calcita, mientras que la saturación respecto de la dolomita crece continuamente. Además, en cantidades comprendidas entre un 5 y un 30% de agua de mar, la calcita puede ser reemplazada por dolomita.

FOLK y SIEDLECKA (1974), y FOLK y LAND (1975) subrayan que la producción de dolomita en condiciones no hipersalinas o por dilución con aguas dulces es simple y de gran importancia cuantitativa. Describen varios caminos posibles para que se den tales circunstancias ; a) Ambiente "esquizohalino" ("schizohaline environment"), caracterizado por fuertes oscilaciones entre condiciones de aguas dulces e hipersalinas. b) mezcla casi superficial de salmueras evaporíticas muy salinas con agua dulce. c) mezcla de agua marina normal o sus equivalentes aguas connatas con agua meteórica y d) aguas freáticas meteóricas enriquecidas en Mg a causa de la diagénesis de la calcita magnesiana.

Sin embargo hay autores que no invocan a los modelos antes descritos para la dolomitización. Un caso es el de BATHURST (1975), quien señala que, si bien algunos de los distintos minerales carbonáticos que se forman son indudablemente primarios, otros, muy posiblemente son el resultado de las reacciones entre los cristales ya formados y el agua salina intersticial. Por ejemplo, el enriquecimiento de una salmuera puede producirse por disolución de la calcita magnesiana del sedimento carbonático, produciéndose un aumento en la relación Mg/Ca por precipitación orgánica o química de  $\text{CaCO}_3$ .

En esta misma línea de evolución de los fluidos dolomitizantes está la idea de FREEMAN (1972). Este autor en su estudio del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica observó una distribución de dolomita no relacionada con las facies sedimentarias. Las soluciones dolomitizantes con alta relación  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  se forma-

ron por evolución de las aguas meteóricas que, al atravesar el Keuper, se enriquecieron en  $Mg^{2+}$  tomado de las cloritas, siendo capaces de producir la dolomitización. En base a este hecho, estableció la diferencia entre dolomitización singenética o epigenética según que las aguas dolomitizantes sean las aguas superficiales originales o que hayan sufrido una posterior modificación en profundidad. Este tipo de dolomitización epigenética, sin embargo, es de carácter local, no pudiéndose generalizar a todas las dolomías del Muschelkalk (DE LA PERA y YEBENES, 1977).

#### 1.2.2.3. Criterios para su reconocimiento

##### 1.2.2.3.1. Criterios sedimentológicos y texturales

DEFFEYES et al. (1965) distinguen dos tipos de dolomías en Bonaire en base a los siguientes criterios :

##### A) Dolomías penecontemporáneas. Presentan:

- Fauna muy restringida.
- Tamaño cristalino fino (micrítico)
- Asociación con yesos.
- Estratificación en capas delgadas y extensas con frecuentes intraclastos.

##### B) Dolomías secundarias o de reemplazamiento. Tienen:

- Fauna marina normal.
- Tamaño cristalino de  $40\mu$  a  $80\mu$
- La dolomitización atraviesa la estratificación.

MICHARD (1969) para las dolomías relacionadas con el medio sedimentario obtiene las siguientes características texturales :

##### A) "Dolomies Lithoïdes stratifiées"

- Estratificación regular y constante en grandes distancias,

eventualmente remarcadas por interestratos más arcillosos.

- Tamaño cristalino fino, 1 a 20  $\mu$ , como mucho 100  $\mu$ .
- Prácticamente están ausentes los fósiles. Sólo huellas de actividad de algas filamentosas. Algunos ostrácodos.
- Laminaciones definidas por variaciones de tonos o incluso de la granulometría, que respondería a períodos alternantes de aguas calmadas y agitadas.
- En ocasiones se observan estratificaciones cruzadas, "ripple marks", grietas de retracción, huellas de vertebrados.
- No suele haber relictos debido a una recristalización de la dolomita.
- Presencia de pseudomorfos de yeso, anhidrita o halita.
- Color generalmente claro.
- Calcita ausente o en pequeña cantidad.
- Presencia generalizada de arcillas, sobre todo montmorillonita.
- Interestratificadas con calizas o con terrígenos.

La interpretación que da este autor para estos sedimentos es la de medios salados con tendencia evaporítica (dominio supramareal, playas, sabkhas, lagunas o cuencas marinas penesalinas, confinadas y áridas). La dolomitización es primaria y penecontemporánea.

#### B) "Dolomies biolitoïdes stratifiées"

- Estratificación regular.
- Tamaño cristalino fino 5-20  $\mu$ .
- Fauna de ostrácodos, restos de algas y algunos foraminíferos. En la superficie de los bancos también puede haber gasterópodos y bivalvos generalmente afectados por "enanismo". Pocas especies.
- Laminaciones escasas, posiblemente por bioturbación.
- Color oscuro debido a la materia orgánica y a los sulfuros.

Se interpretan como formados en un medio marino, ligera-

mente sobresalado (con fauna empobrecida y especializada). La profundidad no es muy escasa ni muy grande. La dolomitización es penecontemporánea, estando el sedimento todavía no litificado.

FÜCHTBAUER (1974) hace una relación de diferencias petrográficas entre las dolomías diagenéticas tempranas y tardías. - (ver Quadro I).

FOLK y SIEDLECKA (1974) consideran que las texturas y estructuras indicadoras de hipersalinidad son: nódulos de evaporitas, "length slow-chalcedony", dolomita penecontemporánea muy finamente cristalina. Las que indican hiposalinidad son: cristales euhedrales, limpios, de dolomita, calcita esparfítica gruesa poiquilotópica y calcita microesparfítica. A veces se ven huecos rectangulares, posiblemente debidos a disolución de núcleos impuros más solubles.

LAND et al. (1975), en carbonatos marinos del Eoceno de Egipto y Ordóvicico de las Islas del Artico que han sufrido una dolomitización con pruebas de un influjo tempranometeórico, subrayan que, en contacto con las dolomías del Holoceno, los más antiguos están constituidos por cristales rara vez menores de  $10\mu$  y normalmente de cientos de  $\mu$ . Generalmente son subeuhedrales a euhedrales, y frecuentemente limpios. Los huecos se deben a disolución preferencial de los núcleos impuros formados anteriormente, y que se recrecieron por anillos limpios más estables. Sin embargo WEAVER (1975) sugiere que los huecos se forman directamente por crecimiento de los romboedros, sin existir disolución.

FOLK (1974), y FOLK y LAND (1975) señalan la importancia de la relación Mg/Ca y la salinidad en la cristalización y morfología de los carbonatos. La dolomita hipersalina es micrita y desordenada debido a su rápida cristalización y a la competición con otros iones. Por el contrario la dolomita formada a partir

C U A D R O I (según FÜCHTBAUER, 1974)

	DIAGENETICA TEMPRANA	DIAGENETICA TARDIA	
Momento de dolomitización	Antes de la consolidación (excepto costras)	Ppal. después consolidación temprana	tardía
Tamaño cristalino	0.01-0.02 mm. (si no hay agrandam. cristal)	>0.02 mm.	
Esqueletos	Estructuras diminutas conservadas, pues la dolomitización es generalmente homogénea. Dolomitización selectiva de esq. de calcita magnesiana	Sólo las estructuras gruesamente cristalinas se conservan (equinodermos), otros es- queletos se han destruido	
Fósiles característicos	SI (por ej. ambiente restringido)	NO	
Relación con la paleogeografía	SI (las dolomías, próximas al borde de la cuenca)	SI	NO
Relación con los planos de estratificación	SI (interestratificación de calizas y dolomías)	NO	
Conexión con $SO_4Ca$	SI	NO	
Huellas de desecación	SI (brechificación)	NO	
Contenido en hierro	NO	Generalmente SI	

de soluciones diluidas por aguas dulces es "limpia", de caras brillantes, sin inclusiones y perfectamente euهدral.

Según CHILINGAR et al. (1979), petrográficamente es casi imposible distinguir entre dolomitas primarias y penecontemporáneas en sedimentos del Holoceno debido a su pequeño tamaño cristalino. Esta distinción llega incluso a ser más complicada al tratarse de rocas antiguas. Por ello, estos autores piensan que debido a la dificultad de la distinción entre los medios intermareal y submareal en rocas antiguas, es más apropiado el uso del término "perimareal" (FOLK, 1970), que incluye la llanura mareal completa.

Citando a TEXTORIS, (1968); FREEMAN, (1966); SHIN et al, (1969) dan como criterios de dolomitización en condiciones perimareales los siguientes :

- Caliza en secuencias interestratificadas de caliza-dolomía, con texturas de sedimentos intermareales y submareales someros.
- Presencia de dolomita en relación a las fuentes de terrígenos, las calizas más lejanas.
- Huellas de desecación.
- "Birdseye structures".
- Intraclastos.
- Moldes de cristales de evaporitas.
- "Burrows" (principalmente verticales).
- Estromatolitos formando suaves LLH.
- Microfacies micríticas reemplazadas, en diferentes grados, por cristales euهدrales de dolomita.
- Dolomita finamente laminada.

Sobre el R.I. citan a varios autores, subrayando el alto valor visto en las dolomías respecto de las calizas asociadas, lo cual podría ser un indicativo de una mayor proximidad al continente.



Dolomitización selectiva.— HANSHAW et al. (1971) observaron que aunque los fósiles suelen ser más calcíticos en el área de recarga, (según su modelo expuesto anteriormente) los briozoos y otros esqueletos se han dolomitizado ya en gradientes bajos. WILSON (1975) subraya que el control sobre la cantidad y localización de la dolomita están condicionados por diferencias en la permeabilidad de la fábrica original, siendo característica una dolomitización preferente en este orden:

Matriz micrítica → peloides micríticos → bioclastos aragoníticos  
→ conchas de calcita.

Posiblemente esta secuencia esté basada en la solubilidad y accesibilidad del fluido a la roca reemplazada.

#### 1.2.2.3.2. Criterios geoquímicos

El contenido de la dolomita en determinados elementos es un tema bastante estudiado, fundamentalmente por lo que respecta al  $\text{Sr}^{2+}$  y  $\text{Na}^+$ .

WEBER (1964) considera que las dolomías primarias (incluyendo a las penecontemporáneas) presentan contenidos significativamente mayores de Al, Ba, Fe, K, Li, Zn, Na y menores de Sr.

BEHRENS y LAND (1972) deducen que los precipitados interpretados como primarios de Baffin Bay, Texas, contienen mayores cantidades de Sr que las dolomías antiguas.

LAND (1973) encuentra en dolomías contenidos bajos de  $\text{Sr}^{2+}$  (200 ppm) y  $\text{Na}^+$  (350 ppm) por lo que las excluye de una precipitación a partir del agua de mar.

KINSMAN (1969) demuestra que el fraccionamiento del Sr

significa que las calcitas formadas en equilibrio con las aguas marinas podrían contener concentraciones de Sr próximos a 1050 ppm. Sin embargo en carbonatos antiguos puede haber un descenso en el contenido de Sr y Na por equilibrio con las aguas subterráneas.

BEHREMS y LAND (1972) suponen que la dolomita en equilibrio con los almacenes marinos podrían tener cerca de unas 600 ppm. de  $\text{Sr}^{++}$ .

LAND y HOOPS (1973) observan contenidos en  $\text{Na}^+$  de 800 a 2340 ppm. en la dolomita actual de Baffin Bay (Texas) y Golfo Pérsico.

BADIOZAMANI (1973) atribuye los bajos valores de  $\text{Sr}^{2+}$  y  $\text{Na}^+$  al intercambio de los carbonatos con el agua meteórica.

LAND et al. (1975) en rocas antiguas también observan valores bajos de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Sr}^{2+}$ .

Podemos concluir, por tanto, que aunque la formación de dolomita en aguas marinas lleva consigo un alto contenido en Sr y Na respecto de la formada en aguas salobres, el tiempo modifica dichos valores disminuyéndolos considerablemente.

Otra línea de investigación, desarrollada para poder diferenciar las dolomías primarias de las penecontemporáneas, es el estudio de las relaciones en los contenidos isotópicos de C y O.

DEGENS y EPSTEIN (1964), en dolomías y calizas coexistentes, encuentran similitudes en los contenidos isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , por lo que suponen que dichas dolomías no han precipitado directamente.

Sin embargo, CLAYTON et al. (1968) encuentran diferencias

significativas en las relaciones isotópicas del C y O presentes, en pares coexistentes de calcita y dolomita del Deep Spring Lake, California, por lo que deducen una precipitación directa.

Según FAURE (1977), el principal problema es que en la mayoría de las muestras naturales, la diferencia en el valor de  $\delta^{18}\text{O}$  es significativamente menor que la predicha. Las explicaciones a esta anomalía son : a) El factor de fraccionamiento isotópico de la dolomita en relación al de la calcita puede ser menor del supuesto, b) La dolomita se deposita como protodolomita, cuyo factor de fraccionamiento relativo al agua es menor que el de la dolomita, y c) La dolomita se forma por alteración del carbonato cálcico y su valor  $\delta^{18}\text{O}$  depende del valor  $\delta^{18}\text{O}$  de la solución dolomitizante. Si esta última alternativa es correcta, se piensa que la coexistencia entre calcita y dolomita puede no estar en equilibrio isotópico, y que el valor  $\delta^{18}\text{O}$  de la dolomita en la naturaleza puede variar de una manera no sistemática. Si la dolomitización tiene lugar poco después de la deposición, el enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$  puede ser débil, debido a que el fluido intersticial es similar al del agua de mar. Pero, si la dolomitización ocurre más tarde, por reacciones con soluciones de un  $\delta^{18}\text{O}$  diferente del agua de mar, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de la dolomita pueden ser variables y, por tanto, no predecibles. En realidad, no se sabe si el equilibrio isotópico se ha establecido entre dolomita, calcita y agua durante la dolomitización.

Como resumen, podemos hacer referencia a CHILINGAR et al (1979) y LAND (1980), quienes opinan que en el problema de la distinción de dolomías primarias o penecontemporáneas, los estudios isotópicos pueden suponer una ayuda importante, pero aún existe bastante discordia en su interpretación, hecho que se complica al tratarse de rocas antiguas.

## 2. METODOLOGIA Y TECNICAS

En líneas generales, podemos decir que la metodología seguida es la tradicional para este tipo de estudios específicos. Ha consistido en un conjunto de trabajos de campo, laboratorio y gabinete, enfocados, lógicamente, a los problemas sedimentológicos y diagenéticos concretos, que son los que han constituido nuestro objetivo primordial.

La campaña de campo se inició con el reconocimiento de la estratigrafía regional, a fin de localizar los principales afloramientos existentes y poder estudiar las series con detalle.

La escasez y mala calidad de los afloramientos ha hecho que, en general, las columnas sólo comprendan series parciales de todo el Cretácico Superior. Ahora bien, consideramos que han sido suficientes para el establecimiento de unidades litoestratigráficas informales, que esperamos sean de utilidad para futuros trabajos. Intencionalmente, no hemos definido unidades litoestratigráficas formales, puesto que consideramos que ésto debe ser una labor de equipo, en el que intervengan diversos especialistas, y comprendiendo una región más amplia que la considerada por nosotros.

Aunque el objetivo fundamental de este trabajo han sido los carbonatos, debido a la presencia de un importante contenido en margas y arcillas, se ha dedicado una atención especial a estas litologías.

Por ello, nos pareció interesante realizar un estudio exhaustivo de las arcillas verdes que constituyen el tránsito de sedimentación detrítica, fundamentalmente arenosa, de la Formación "arenas de Utrillas", a la sedimentación carbonatada que se mantiene hasta el final del Cretácico Superior.

Las tres unidades siguientes constituyen el cuerpo fundamental del Cretácico Superior calcáreo. Aunque en la presente Memoria se ha intentado dar una homogeneidad a la estructuración de todas las unidades, es evidente que cada una presenta - sus peculiaridades, que obligan a un tratamiento metodológico particular para cada una de ellas.

La unidad "dolomías y margas dolomíticas cenomanienses" se presenta bien estratificada y con afloramientos relativamente buenos. Su dolomitización generalizada no ha provocado la - destrucción total de las estructuras sedimentarias. Por ello, hemos considerado conveniente exponer las columnas estratigráficas realizadas, para conocer más fácilmente sus variaciones.

Los materiales turonienses han requerido otro tipo de tratamiento. Debido a su carácter homogéneo, masivo y recristalizado, no se han representado las series, haciendo un mayor hincapié en los procesos diagenéticos, fundamentalmente en la dolomitización y la silicificación.

Igualmente, ha sucedido con la unidad senoniense. Las margas de tonos verdosos presentes en la base requerían un estudio detallado, por cuanto suponen, además, la separación entre los dos ciclos sedimentarios que comprende el Cretácico Superior. También se ha enfatizado el estudio de los cantos de las facies brechoides, o "Carniolas del Cretácico Superior", en relación a su génesis, provocada por la sedimentación mixta evaporítico-carbonatada.

Los datos de campo tomados han servido para realizar mapas de isopocas, que nos permiten observar la evolución de la - cuenca de sedimentación en este período. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la deformación existente en dichos materiales requiere estudios específicos de geología estructural para determinar la verdadera posición de la cuenca. Dichos trabajos

están siendo objeto de una Tesis Doctoral a cargo de A. RIVAS que, sin duda, aportará interesantes datos al mejor conocimiento del Cretácico Superior.

Se ha realizado un muestreo representativo de cada tramo descrito, recogiendo un total de aproximadamente mil muestras. Este tipo de muestreo, aunque subjetivo, creemos que es el que mejor se adapta al tipo y características de los materiales, así como a los objetivos propuestos. También se ha dispuesto de datos y muestras de los sondeos previos para el emplazamiento de la Central de Alarcón, los cuales han tenido una particular importancia en el estudio de tramos poco visibles o de difícil acceso por su morfología.

El estudio de determinados problemas; análisis de secuencias, dolomitización, dedolomitización, silicificación,... requirió de posteriores muestreos, enfocados al esclarecimiento de dichas cuestiones concretas.

Toda la campaña de campo fué simultaneada con un estudio fotogeológico de la región, realizado sobre fotografía aérea a escala aproximada 1:33.000.

A las muestras recogidas se les ha realizado los siguientes análisis de laboratorio, siguiendo las diversas técnicas requeridas para cada tipo específico de materiales.

Se calculó el residuo insoluble, mediante un ataque en caliente con ácido clorhídrico diluido. Dichos residuos se han observado posteriormente a la lupa binocular para diferenciar su carácter arenoso o arcilloso.

A la totalidad de las muestras consolidadas (carbonatos) se les ha realizado un corte perpendicular a la estratificación. De todas ellas, a las más compactas (unas 300), las hemos reali-

zado un pulido con carborundo hasta un grado variable, entre 800 y 1.200, para su posterior estudio directo o con ayuda de la lupa binocular.

A todas las secciones pulidas se les ha realizado réplicas de acetato ("peel prints"). Esta técnica ha sido puesta a punto, partiendo de una revisión bibliográfica de los trabajos básicos sobre el tema (LANE, 1962; Mc CRONE, 1963; DICKSON, 1965; KATZ y FRIEDMAN, 1965; MULLER, 1967; DAVIES y TILL, 1968). A la vista de los resultados prácticos experimentados por nosotros, se eligió una metodología, que es la que actualmente se sigue en el Departamento de Petrología.

Una parte fundamental de este trabajo ha consistido en el estudio petrográfico de unas 800 láminas delgadas. Dichas láminas han sido previamente teñidas, en parte, según la fórmula de LINDHOLM y FINKELMAN (1972), para distinguir la presencia de calcita, dolomita y  $\text{Fe}^{2+}$ .

El estudio de las láminas delgadas se ha intentado sistematizar mediante el relleno de un formulario, previamente establecido (CUADRO-II), en el que se describen sus principales características (clasificación, estructuras, textura deposicional o de recristalización, componentes deposicionales, aspectos diagenéticos...). La cuantificación se ha llevado a cabo mediante estimaciones visuales, utilizando los gráficos publicados por SHAFFER (1969) y RICCI LUCHI (1978). Para las texturas recristalizadas se empleó la técnica del "difusor" (DELGADO, 1977), aunque los resultados no fueron, en general, muy positivos, debido a la intensidad de los procesos diagenéticos.

También fué utilizado, para estudiar las texturas de las colonias de *Microcodium*, el microscopio electrónico de barrido (M.E.B.).

## C U A D R O   I I

### ESTUDIO MICROSCÓPICO DE ROCAS CARBONÁTICAS

<u>Clasificación</u>	MUESTRA -----
Folk -----	Porosidad -----
Dunham -----	Matriz -----
Friedman -----	Cemento -----
<u>Estructura</u> -----	Alouquímicos -----
<u>Textura</u>	Litoclastos -----
A.- <u>Deposicional</u>	Oolitos -----
- Tamaño -----	Bioclastos -----
- Forma -----	Pellets -----
- Selección -----	Otros: -----
B.- <u>De recristalización</u>	
Tamaño -----	
Relictos -----	
<u>Componentes deposicionales</u>	
1.- <u>Litoclastos (intra-extra)</u>	
- Forma y tamaño -----	
- Bordes -----	
- Color en relación con la matriz -----	
- Agregados -----	
2.- <u>Oolitos (o pseudo oolitos)</u>	
- Tamaño -----	
- Selección -----	
- Estructura:	
Corteza/Núcleo -----	
Tipos de núcleo -----	
Radial -----	
3.- <u>Bioclastos</u>	
- % de cada tipo -----	
- Redondeamiento -----	
- Selección -----	
4.- <u>Pellets: (o peloides)</u>	
- Selección -----	
5.- <u>Micrita</u>	
- Tamaño -----	
- Color -----	
6.- <u>Terrígenos</u>	
- Tipo -----	
- Tamaño -----	
- Selección -----	
- Corrosión -----	
- Crecimiento secundario -----	



## C U A D R O   I I   (Cont.)

### Componentes autigénicos

- Tipo -----
- Inclusiones -----
- Forma -----
- Bordes -----

### Aspectos diagenéticos

#### 1.- Texturas y estructuras

- Bioturbación -----
- Micritización -----
- Venas -----
- Estilolitos -----
- Concrecciones -----
- Utros -----

#### 2.- Procesos

- Neomorfismo
  - Microesparitización -----
  - Pseudoesparitización -----
- Cementación
  - Composición -----
  - Tipos -----
- Dolomitización
  - Rombos dispersos -----
  - Frentes de dolomitización -----
  - Fases y generaciones -----
- Dedolomitización
  - Puntual -----
  - Según frentes -----
- Reemplazamiento (silicificación....)
  - Pseudomórfico -----
  - Masivos -----
  - Componente reemplazado -----
  - Componente reemplazante -----
  - Tamaño y forma de los cristales -----

### Porosidad

- Porcentaje -----
- Primaria o secundaria -----
- Tipo (según Choquette y Pray) -----

### OBSERVACIONES

-----

-----

-----

-----

-----

-----

La mineralogía de los niveles margosos y arcillosos (con residuo insoluble mayor del 25%) ha sido determinada por Análisis Térmico Diferencial y Difracción de rayos X. La separación de la fracción arcilla de estas rocas híbridas se realizó mediante ataque y lavado por centrifugación, teniendo en cuenta la metodología propuesta por OLSTROM (1961), DUNOYER (1969). La fracción menor de  $2\mu$  se estudió por difracción de R-X, aplicada sobre agregados orientados, con las siguientes condiciones de trabajo, radiación Cu K $\alpha$ , sensibilidad  $2 \times 10^3$ , constante de tiempo 1, velocidad 2°/minuto, 30 mA y 40 KW.

La determinación del Ca y Mg se llevó a cabo mediante análisis complexométricos. El contenido en Boro de la ilita se cuantificó por colorimetría, según la técnica utilizada por ALCALDE (1976) y YEBENES y ALCALDE (1977).

En cuanto a los trabajos de gabinete se refiere, se incluyen las revisiones bibliográficas sobre la geología regional, medios sedimentarios y diagénesis de las litologías existentes.

Una cuestión importante es el tratamiento de la compleja nomenclatura que existe para describir las texturas petrológicas y sedimentológicas de los carbonatos. Ello ha justificado la publicación de enciclopedias, diccionarios, glosarios, etc. entre los que podemos mencionar el AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE, 1974; FAIRBRIDGE Y BOURGEOIS, 1978; FLÜGEL, 1981.

Nosotros hemos tratado de emplear una terminología suficientemente aceptada. Cuando se introducen términos nuevos o aún poco usados, se realiza su explicación, o la cita del autor que lo definió.

Otra cuestión fundamental es la elección de las clasificaciones. Del Simposio sobre clasificación de rocas carbonáticas, editado por HAM (1962), han permanecido con mayor éxito las

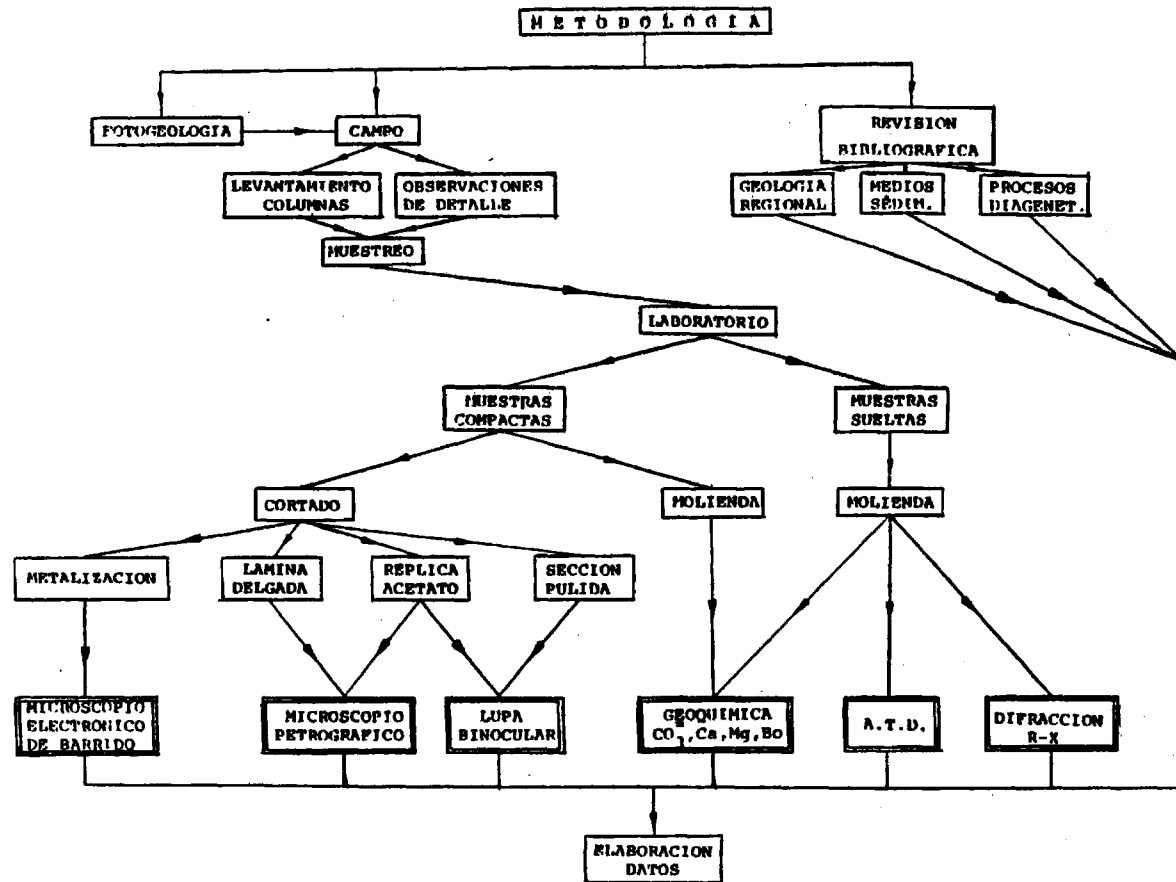
clasificaciones de FOLK (1959,1962) y DUNHAM (1962), ésta última completada por EMBRY y KLOVAN (1971). Para los carbonatos re cristalizados, FRIEDMAN (1965) realizó una clasificación basada no sólo en el tamaño cristalino, sino también en la textura del mosaico cristalino. Dichas clasificaciones han sido utilizadas por nosotros para definir las microfacies más características, así como para el estudio independiente de cada lámina delgada. La referencia a las distintas etapas diagenéticas se hará en ba se a la nomenclatura ampliamente aceptada de CHOQUETTE y PRAY (1970).

Por último, para la redacción de la Memoria se han seguido las normas dictadas por la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, aplicadas, lógicamente, a las características específicas de este trabajo.

Se ha prestado un interés especial en la separación entre la exposición de los datos y su posterior discusión e interpretación, evitando así mezclar los aspectos objetivos con los subjetivos.

Como resumen, incluimos en este apartado un organigrama, en el que se detallan los pasos seguidos para la realización de este estudio. (Cuadro III).

# CUADRO III



### 3. UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS

#### 3.1. UNIDAD "ARCILLAS VERDES CENOMANIENSES"

##### 3.1.1. Descripción

Esta unidad está constituida por materiales fundamentalmente arcillosos, de un tono verdoso muy característico que permite su fácil reconocimiento en el campo. En ocasiones son algo arenosos, y en general presentan un ligero contenido en carbonatos, llegando incluso a presentar pequeños niveles de dolomías bien individualizados.

Aunque su existencia era bien conocida por todos los que han trabajado en esta zona, hasta la actualidad no ha sido objeto de estudios detallados. En GARCIA PALACIOS y FERNANDEZ CALVO, (1980) se realizan diversos análisis de estos materiales, formando parte de este capítulo un extenso resumen de las conclusiones obtenidas en dicho trabajo.

##### 3.1.2. Extensión geográfica

Esta unidad no aparece en toda la región estudiada. Su principal desarrollo tiene lugar hacia el NE, donde es muy común en la Serranía de Cuenca, y hacia el E llegando a la región valenciana. Dentro del área de nuestro trabajo, su límite viene marcado por una diagonal que estaría definida aproximadamente por los afloramientos de Zafra de Zancara, Castillo de Garcimuñoz y zona intermedia entre Pozoamargo y Tébar.

### 3.1.3. Estudio de los principales afloramientos

Se han levantado cinco series estratigráficas, realizando un muestreo detallado en ellas con objeto de conocer las posibles variaciones composicionales, tanto horizontales como verticales. La situación viene reflejada en la Fig. 5 .

Debido a que el contacto superior con las dolomías de la unidad suprayacente es siempre neto (lámina 1,1), mientras que el inferior con la Formación "Arenas de Utrillas" es más difuso, se describen estas series de techo a muro.

Rambla de Tébar: Longitud 1°34'05", Latitud 39°27'50". Meridiano de Madrid.

La serie se ha levantado en un barranco, a la derecha del camino que parte de El Picazo y discurre según la rambla de Tébar, nada más pasar el puente del trasvase.

El contacto de las arcillas verdes con las dolomías amarillo verdosas superiores es bastante neto, si bien la superficie es irregular debido a que presenta una intensa bioturbación. Las arcillas son generalmente verdes, localmente ocreas, y bastante plásticas. Existen dos intercalaciones arenosas de 0.5 m y 1 m de espesor a los 2 m y 6 m respectivamente. A partir de los 8 m la serie es predominantemente arenosa, con alguna intercalación arenosa de pequeñas dimensiones.

Barchín del Hoyo: Longitud 2°04'20". Latitud 39°39'40" Meridiano de Madrid.

Esta serie se ha realizado unos 800 m antes de llegar a Barchín del Hoyo por la carretera de Olmedilla.



Las arcillas verdes presentan un contacto neto con las dolomfas de la unidad suprayacente. Estas presentan una bioturbación, con numerosos conductos y removilizaciones. Las arcillas son generalmente verdosas, a veces con manchas ocre, y suelen presentar disyunción poliédrica. El espesor es notablemente menor que en el resto de las series. A los 2 m aparece un nivel arenoso de 30 cm y a partir de los 3 m domina la composición arenosa.

Almodóvar del Pinar: Longitud 1°54'40". Latitud 39°45'00". Meridiano de Madrid.

El afloramiento está situado al N de Almodóvar del Pinar, siguiendo el camino que conduce a los "Selvares".

Sobre las arcillas verdes y en contacto bastante neto se sitúan las dolomías amarillentas, que presentan abundantes conductos. Las arcillas son generalmente verdosas, aunque hacia la base presentan tonos rojizos o violáceos. Normalmente son plásticas o con disyunción poliédrica. En su parte superior son algo margosas. A los 11 m de serie se pasa claramente a arenas y areniscas de la Formación "arenas de Utrillas".

Puerto de Tórdiga: Longitud 2°01'30". Latitud 39°51'50". Meridiano de Madrid.

El afloramiento se encuentra en las proximidades del kilómetro 28 de la carretera Cuenca - Albacete.

Del mismo modo que en las anteriores localidades, el contacto con las dolomías amarillentas suprayacentes es bastante neto. La serie comienza con 7 m de arcillas verdes plásticas o con disyunción poliédrica. A continuación alternan los tonos violeta con



los verdosos hasta un total de 13 m, a partir de los cuales dominan claramente las arenas y areniscas. Este afloramiento está algo cubierto, por lo que su medida es más imprecisa.

Paracuellos: Longitud 1°47'00". Latitud 39°43'20". Meridiano de Madrid.

La serie se realiza prácticamente en su totalidad al N de Paracuellos, en la bajada al arroyo del mismo nombre. La parte superior, debido a las malas condiciones de afloramiento, se ha estudiado un kilómetro más al E, en la confluencia del citado arroyo con el camino que lleva de Paracuellos a Huérmeces.

El techo de la serie está marcado por el contacto neto entre las arcillas verdes y los bancos dolomíticos amarillentos, intensamente bioturbados. Partiendo del techo, los primeros 5 m están formados por arcillas verdes, generalmente con disyunción poliédrica, algo margosos. Los siguientes 2,5 m son análogos, pero están interrumpidos por 3 intercalaciones dolomíticas de 10, 20 y 15 cm. de espesor respectivamente, que se correlacionan en los dos puntos donde se levantó la serie. Siguen las arcillas verdes hasta los 11,5 m y luego alternan éstas con otras de tonos violetas. A los 13,7 m aparece una capa arenosa de 30 cm, localmente cementada. Continúan arcillas verdes algo arenosas y a partir de los 14,7 m las arenas se hacen dominantes.

#### 3.1.4. Variaciones laterales y verticales

Como ya se ha dicho anteriormente esta unidad desaparece lateralmente hacia la zona W, estando los mayores espesores localizados en la zona E. Sin embargo, no existe una pauta clara en el aumento de potencias, cuyos máximos valores llegan a 15 m. En la

mayoría de los afloramientos se encuentran espesores comprendidos entre 5 y 12 m.

Hacia la parte nororiental comienzan a aparecer intercalaciones dolomíticas. Se trata de mudstones de dolomicritas y dolomicroesparitas con escasos terrígenos, fundamentalmente granos de cuarzo de arena fina a limo, algunos fragmentos de fosfatos de origen orgánico (Lám. I,2), peloides y foraminíferos no determinables (Lám. I,3).

En general, son prácticamente azoicos. En la Hoja de Valera de Abajo (663), GABALDON et al. (1975) citan restos de peces (otolitos y dientes), así como tubos de revestimiento de vegetales. Los levigados efectuados en gran número de muestras, así como las determinaciones palinológicas, estas últimas realizadas por el Dr. Fonollá, no han tenido en ningún caso resultados positivos.

### 3.1.5. Estudio mineralógico y granulométrico

Debido al escaso conocimiento que se tenía sobre la composición mineralógica y granulométrica de estos materiales, se comenzó por calcular los porcentajes de residuo insoluble (R.I.), así como de OCa y OMg mediante complexometrías. Por otro lado, se cuantificó también el contenido en fracción mayor de  $63\mu$  y menor de  $2\mu$ .

Las variaciones de estos valores en la vertical, para cada serie, están representadas en las Figs. 6, 7, 8, 9 y 10.

Por lo general, se observa una monotonía tanto litológica como granulométrica, dominando claramente los componentes detríticos, en su mayoría comprendidos entre  $63$  y  $2\mu$ , pero con un importante contenido en la fracción arcillosa ( $< 2\mu$ ). Únicamente

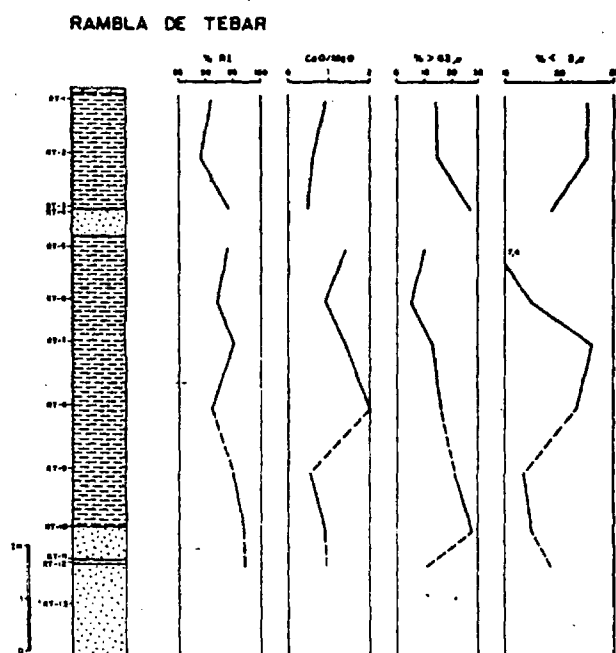


Fig. 6. Mineralogfa y granulometrfa de la serie RT

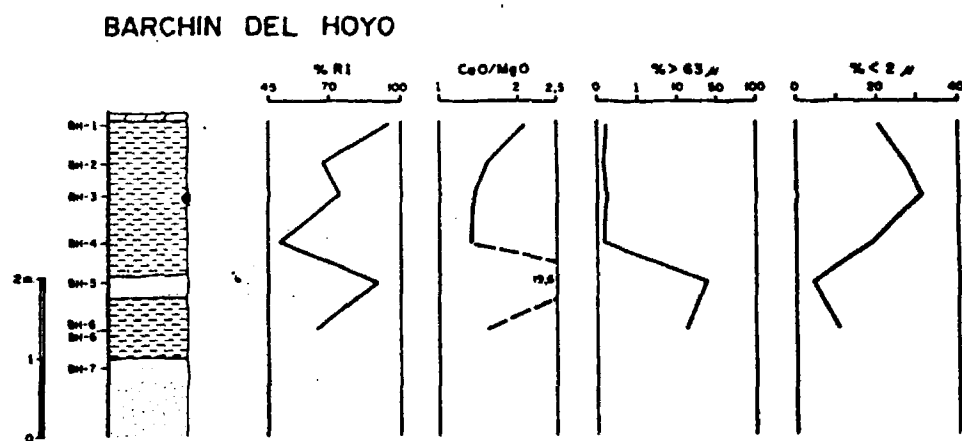


Fig. 7. Mineralogfa y granulometrfa de la serie BH

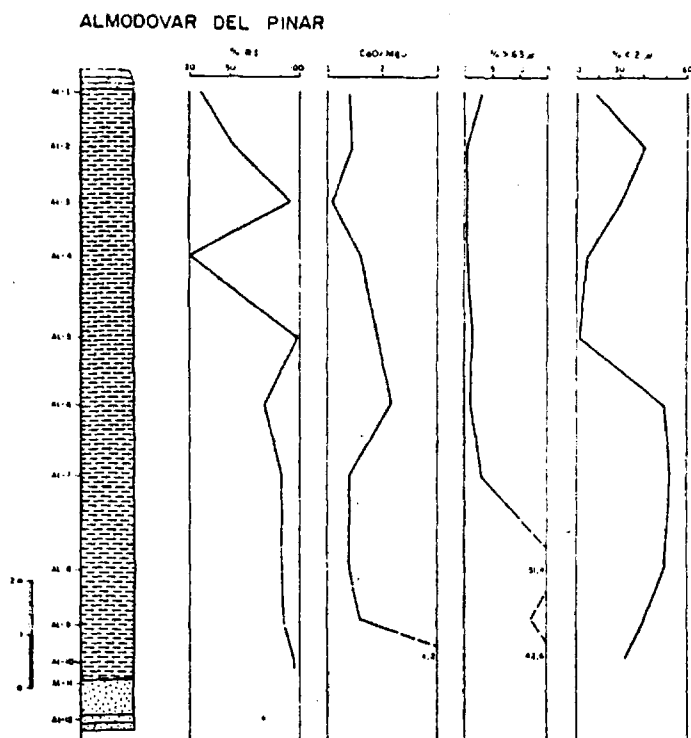


Fig. 8. Mineralogfa y granulometrfia de la serie AL

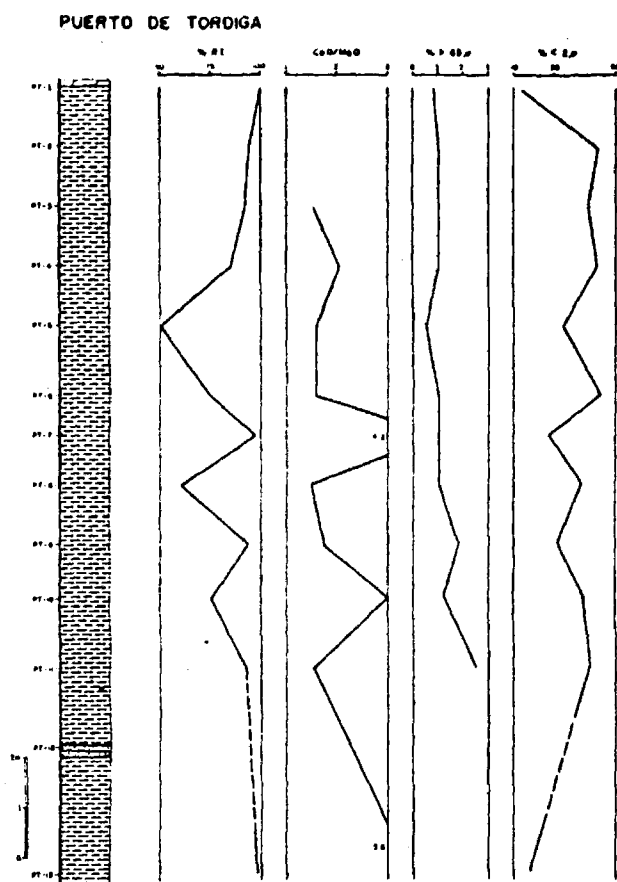


Fig. 9. Mineralogfa y granulometrfa de la serie PT

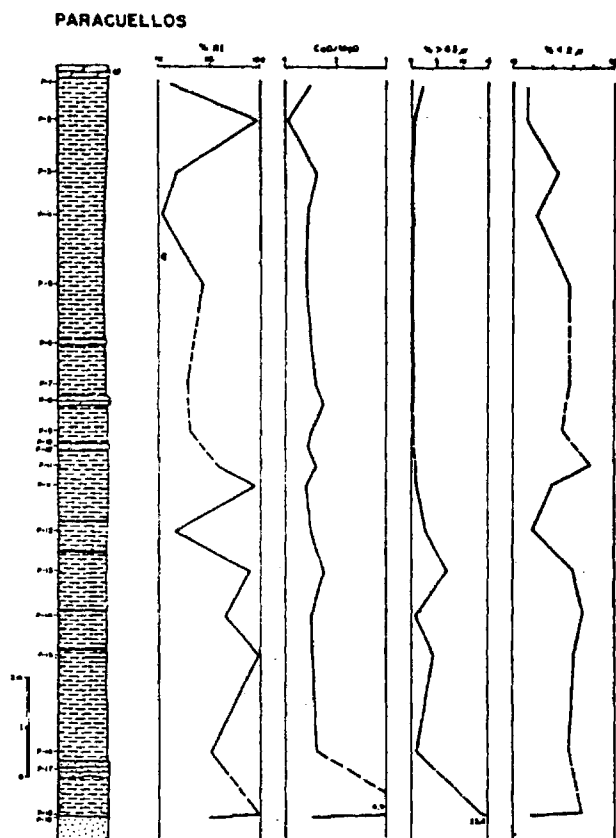


Fig. 10. Mineralogía y granulometría de la serie P

en las series de Paracuellos y Almodóvar del Pinar se manifiesta un retroceso, hacia la parte superior, del carácter detrítico de las mismas, a favor de un aumento de los carbonatos, fundamentalmente dolomíticos.

#### 3.1.6. Estudio de la fracción arcilla ( $<2\mu$ )

La composición mineralógica se ha estudiado sobre la fracción de  $2\mu$ , mediante difracción de R-X, aplicada sobre agregados orientados.

Los resultados obtenidos para cada serie se han reflejado en la Fig. 11 donde se puede observar la variación vertical de la mineralogía para cada una de las series muestreadas.

Los únicos minerales identificados han sido los de espacio basal de  $10\text{ \AA}$  (tipo illita) y los de  $7\text{ \AA}$  (tipo caolinita), siendo claramente dominantes, y a veces exclusivos, los primeros.

La caolinita se presenta con mayor frecuencia y abundancia en la base de las series, desapareciendo hacia la parte superior, salvo en la rambla de Tébar.

Debido a la importancia de la illita como componente casi exclusivo de las arcillas de esta unidad, hemos medido sus parámetros cristaloquímicos. Además, se han realizado análisis del contenido en Bo de las illitas, debido a su valor como indicador de la palcosalinidad. Por último, se realizaron análisis químicos mediante absorción atómica.

La medida o índice de cristalinidad (DUNOYER, 1969), así como la relación entre las intensidades 002 y 001 están representados en la Fig. 12. En dicha figura se aprecia la variación



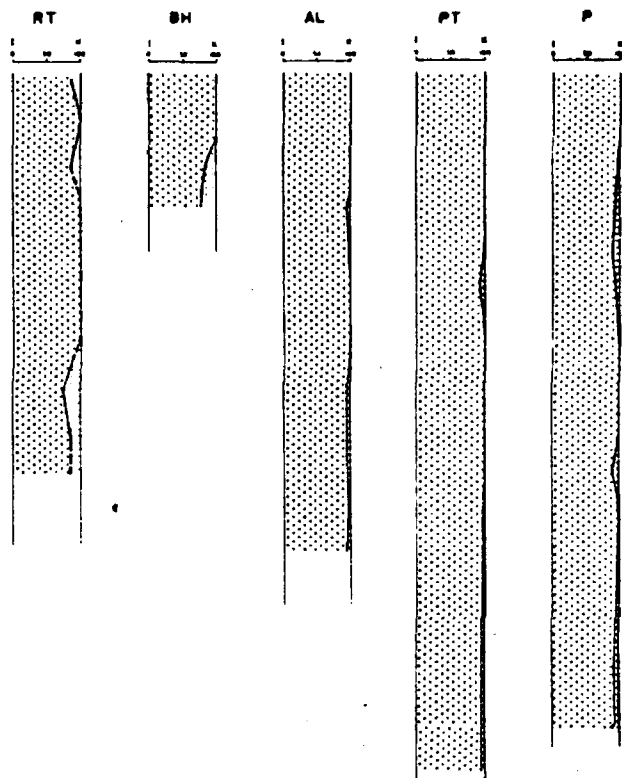


Fig. 11. Mineralogfa de la fracción arcilla

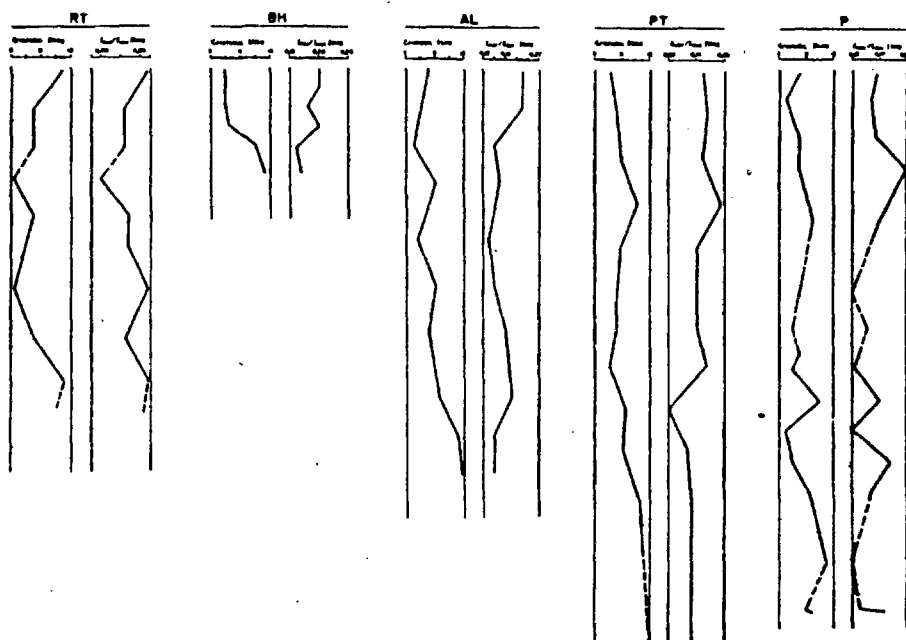


Fig. 12. Variación de los parámetros cristaloquímicos de la illita

vertical en las distintas series. La relación entre estos dos parámetros se ha reflejado según el diagrama de ESQUEVIN (1969), en la Fig.13.

La relación  $I_{002}/I_{001}$ , considerada como indicador del contenido en aluminio en la capa octaédrica, presenta valores generalmente bajos, casi siempre inferiores a 0,3, pero estudiando dicha relación en detalle es posible diferenciar dos conjuntos, tal como se indica en la Fig. 13: uno con valores comprendidos entre 0,1 y 0,2 y el otro entre 0,2 y 0,3. Las series a las que corresponde estos valores indican que existe un decrecimiento del contenido en aluminio octaédrico en las ilitas en sentido SW a NE.

Los valores de la cristalinidad oscilan entre 6 y 13, sin apreciarse ninguna ley de distribución en las series entre sí. Sin embargo, en cada una de ellas se observa una mayor cicatrización de los interfoliares de la ilita desde la base hacia el techo.

Dado el interés que como indicador de paleosalinidad tiene el contenido en Bo de las ilitas, hemos realizado estos análisis en todas las fracciones menores de  $2\mu$  cuya mineralogía era exclusivamente ilita.

En la Fig. 14 se ha representado la distribución del contenido en Bo en las distintas series estudiadas.

Los valores del Bo que contienen las ilitas oscilan entre 180 y 335 ppm. Dadas las condiciones en que se realizaron estas medidas y de acuerdo con otros trabajos consultados (entre los cuales se encuentran los de FREDERICKSON y REYNOLDS, 1960; MOSSER et al. 1972; YEBENES y ALCALDE, 1977), dichos contenidos indican una sedimentación con clara influencia marina. Los medios marinos de salinidad normal contienen alrededor de 300 ppm.

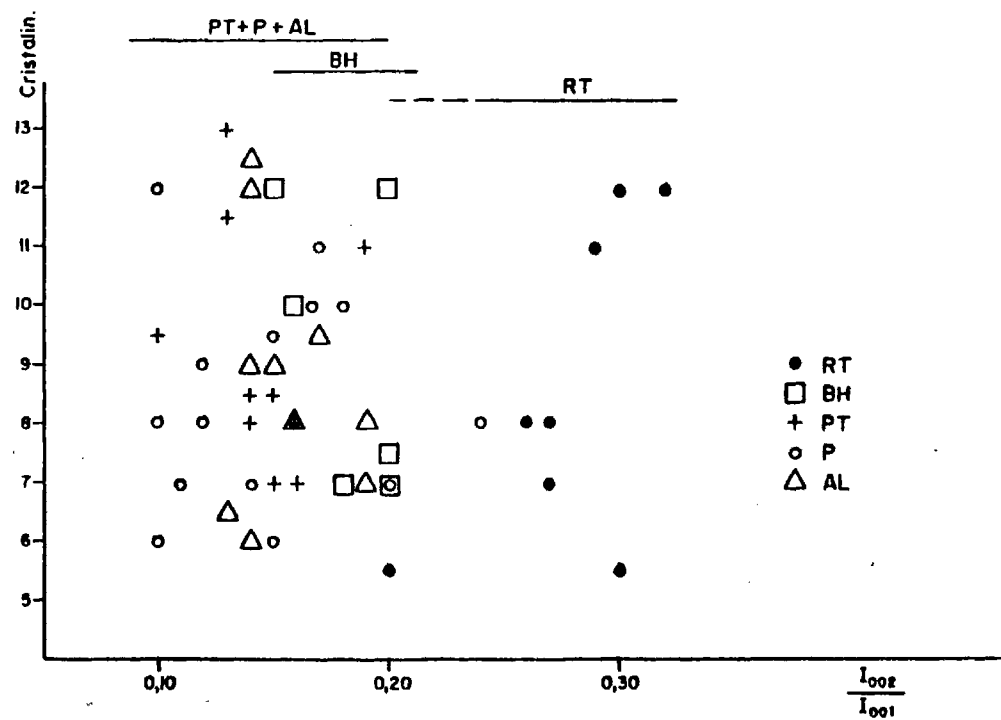


Fig. 13. Caracterización de las illitas según el método de ESQUEVIN (1969)

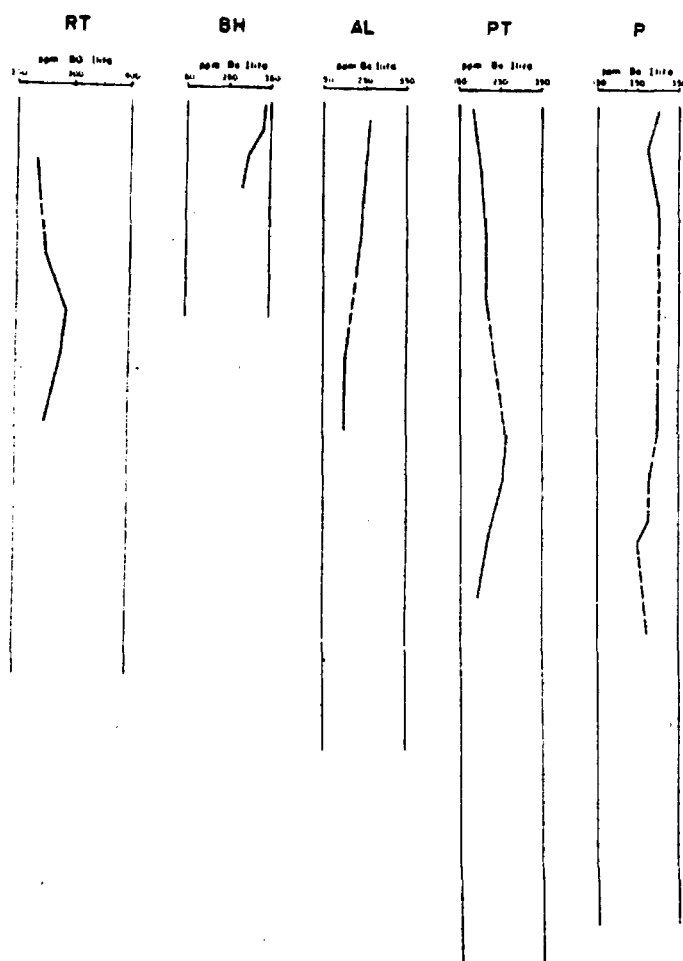


Fig. 14. Variación del contenido en Boro de la illita

si bien hemos encontrado muestras que pertenecerían a condiciones más salobres (unas 200 ppm.) o incluso otras con cierta tendencia a la hipersalinidad, que corresponderían a los valores más altos.

La variación vertical es clara en las series de Barchín del Hoyo, Paracuellos y Almodóvar del Pinar, donde se observa un incremento del contenido en Bo de las illitas de la base hacia el techo. En la Rambla de Tébar se observa, sin embargo, una disminución hacia el techo de la serie, coincidente con la presencia de cierta cantidad de caolinita.

Asimismo, se han realizado análisis químicos en todas aquellas fracciones menores de  $2\mu$  cuyo estudio mineralógico reveló estar compuestas exclusivamente por illita. Tal como se indicó en GARCIA PALACIOS y FERNANDEZ CALVO (1980), las illitas aquí analizadas, comparadas con los análisis químicos publicados por CALLLERE y HENIN (1963) y WEAVER y POLLARD (1975), son, en conjunto, más ricas en sílice, hierro y sodio, siendo más pobres en aluminio y potasio, dentro de los constituyentes mayoritarios.

También se observa que las series más al SW son más ricas en  $\text{SiO}_2$  y  $\text{TiO}_2$ . Por el contrario, hacia el NE se observa un enriquecimiento en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ . El  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}$  no presentan variaciones notables.

### 3.1.7. Discusión e interpretación sedimentológica

A partir de los resultados obtenidos en los apartados anteriores podemos obtener las siguientes conclusiones sobre la sedimentación de esta unidad de arcillas verdes cenomanienses.

Los datos litológicos nos indican que en la zona más al E

parece tener una mayor influencia marina que la SW, al menos hacia el final de la deposición de estos materiales, manifestándose por un retroceso del contenido de detríticos en favor de los carbonatos tanto lateral como vertical.

Los minerales de la arcilla presentes illita y caolinita, son de origen detrítico, es decir, heredados. Su distribución en las series determina un carácter más proximal para los materiales de la parte inferior que para los del techo (BROWN et al. 1977). Esta misma conclusión se obtiene en sentido horizontal desde el SW al NE.

Los aumentos de cristalinidad hacia el techo, así como en el contenido en Bo, apuntan a una clara influencia del medio marino a medida que se asciende en las series. Dicho medio es el portador tanto del Bo como de los cationes necesarios para llevar a cabo cierta cicatrización de los interfoliares de la illita. Los valores tan bajos de este parámetro, así como las relaciones  $I_{002}/I_{001}$ , descartan el pensar en la existencia de una diagénesis más allá de la pura y exclusivamente eogenética.

El contenido en aluminio de la capa octaédrica de la illita aumenta de NE a SW. Esto indica la localización de las áreas fuentes hacia el SW, estando estas zonas más próximas menos degradadas que las del NE, más alejadas.

Esta progresiva influencia marina, de NE a SW, también viene marcada por la evolución de la composición química. Se nota una mayor abundancia de elementos típicos detríticos, de aporte continental, tales como el titanio, en las series del SW con respecto a las del NE, mientras que sucede lo contrario con los elementos característicos del medio marino, tales como el magnesio y sodio.

Es el medio marino el que aporta el  $Na^+$  y  $K^+$  necesario pa-

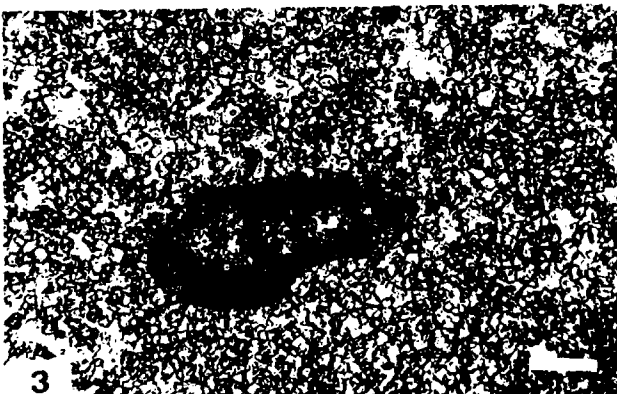
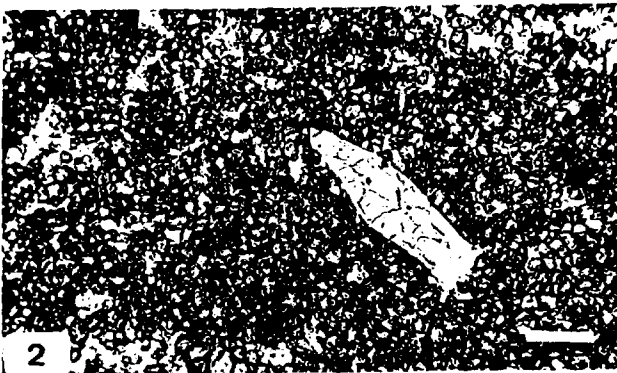
ra llevar a cabo la cicatrización de los interfoliares. Está clara, por tanto, la ausencia de una diagénesis más allá de la puramente eogenética.

Como resumen, podemos decir que esta unidad, en su conjunto, es fundamentalmente detrítica. A su origen continental se ve sobreimpuesta una franca influencia marina, que aumenta de la base hacia el techo, así como del SW a NE.



L A M I N A I

- 1.- Contacto neto entre las arcillas verdes y las dolomías suprayacentes. Barchín del Hoyo.
- 2.- Dolomicroesparita con resto de fosfato. Paracuellos. Escala = 0.1 mm.
- 3.- Dolomicroesparita con relicto de foraminífero. Paracuellos. Escala = 0.1 mm.



### 3.2. UNIDAD "DOLOMIAS Y MARGAS DOLOMITICAS CENOMANIENSES"

#### 3.2.1. Descripción

Está formada por una alternancia de dolomías y margas dolomíticas de tonos generalmente amarillentos. Presentan una buena estratificación en capas, cuyo espesor suele oscilar entre 5 y 50 cm. La parte inferior contiene una importante cantidad de detríticos, pero estos disminuyen claramente hacia el techo.

#### 3.2.2. Extensión geográfica

Se presenta en toda la zona estudiada. SANCHEZ SORIA (1975) amplía su extensión a todo el ámbito de Altomira, con las de Albacete y Murcia en pleno dominio prebético, recogiendo también citas de varios autores en distintos puntos de la Cordillera Ibérica, así como en el borde Sur de la Cuenca del Ebro.

#### 3.2.3. Estudio de los principales afloramientos

A continuación, siguiendo una dirección N-S y de W-E, vamos a hacer un resumen de las características de los principales afloramientos que presenta esta unidad. Para la representación de las columnas se sigue la leyenda general de la Fig. 15.

Saelices - Santa Quiteria: Longitud 0°53'10". Latitud 39°55'15".  
CN-III Madrid-Valencia, Km 102,7 ( Lám. II,1 ).

Aunque no se ha levantado una serie estratigráfica detallada, debido a que dicha zona está bastante tectonizada, en el talud de la carretera se pueden observar algunas estructuras sedimentarias interesantes que comentaremos seguidamente.

La base es bastante neta. Se trata de un nivel de arcillas parduzcas a verdosas, plásticas, de 2 a 3 cms., que separa las litologías fundamentalmente arenosas de las carbonatadas.

En las capas más compactas y más gruesas suele apreciarse una laminación paralela, parcialmente obliterada por bioturbación, mientras que en algunos estratos más delgados se observa una laminación bastante irregular, con posible control algar (Lám. II,2).

En algunos niveles la bioturbación es intensa. En la lámina II,3 se ven conductos probablemente producidos por crustáceos. Asociados a estos "burrows" suelen presentarse pequeñas ferruginizaciones nodulares.

También se observan estructuras de tipo "birdseye" o fenestrales y porosidad móldica debida a la disolución de cristales de evaporitas.

Hacia la parte superior se encuentran capas dolomíticas con frecuente bioturbación, así como moldes de gasterópodos (tipo cerítidos) y bivalvos. Existen varias superficies ferruginizadas (al menos 5 bastante claras), así como frecuentes estructuras "birdseye". El techo está formado por dolomías recristalizadas, pudiéndose ver los romboedros de dolomita simplemente con la lupa.

La unidad termina con unos 8 m. margosos, dolomíticos, que se apoyan sobre una superficie ferruginizada muy característica en esta zona. La parte superior pasa directamente a las dolomías cristalinas de aspecto arenoso atribuidas al turoniense. La potencia total se estima en 44 m.

Un buen complemento a este afloramiento se encuentra en la alineación del anticlinal que sigue al N de Saelices. En las próxi-

midades del Cerro de Santa Quiteria, la erosión diferencial permite reconocer una secuencia de ciclos negativos ("thickening and coarsening upward"). Se pueden observar varios tipos más o menos completos, a veces compuestos (Lám. III, 1 y 2), que presentan características algo distintas. El primero que se reconoce sobre las "arenas de Utrillas" contiene una importante cantidad de terrígenos. La base es margoarcillosa, la parte media es una micrita con algunos detríticos de tamaño limo y presenta una laminación ondulada ("wavy lamination"), y la superior, de granulometría más gruesa y algo bioturbada, comienza por un wacke-packstone pelitífero (con frecuentes peloides disueltos), y termina en una dolomicrita arenosa con intraclastos.

Otro tipo de ciclo presenta igualmente una base arcillo-margosa, una parte media con laminación ondulada, bastante micritica, y la superior, más potente, está formada por una pelmicrita arenosa (wackestone con matriz grumelar), y presenta una estratificación cruzada de bajo ángulo que permite reconocer una acreción lateral hacia el N. La ausencia de esta acreción en los otros ciclos podría deberse a que, en general, se realiza perpendicularmente a la dirección del afloramiento; es decir, hacia el E.

También se ha observado que la base arcillo-margosa puede pasar, casi directamente, a las capas decimétricas, con estratificación cruzada de ángulo muy bajo, formadas por dolomicritas algo arenosas con laminación paralela, a veces algo irregular, y con frecuentes moldes de evaporitas. Terminan en una superficie neta algo ferruginizada. Sobre ella existen 25 cms. con laminación irregular, posiblemente de control algar, constituida por pelmicritas con intraclastos de formas claras.

A partir del último ciclo se encuentran 3 metros de dolomías compactas, bioturbadas, con intraclastos, sedimento interno y porosidad debida a retracción ("shrinkage") (Lám. III, 4) y algún bioclasto (gasterópodos fundamentalmente). El último metro,

análogamente al afloramiento de la carretera en Saelices antes descrito, está constituido por dolomías cristalinas. Siguen unos 6 m. margosos, y a continuación comienzan las dolomías cristalinas atribuidas normalmente al Turoniense y que son análogas al último metro antes comentado; son rombos de dolomita a veces - sueltos y otras veces cementados por calcita poiquilotópica (Lámina II, 5).

Casas Luján: Longitud 0°51'15". Latitud 39°52'00".

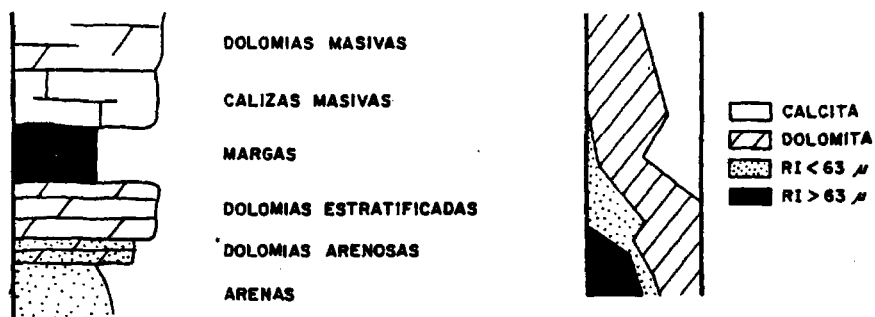
En un barranco situado a la derecha de la carretera de Saelices a Puebla de la Almenara, poco antes de la finca conocida como "Casas Luján", hemos levantado una columna estratigráfica cuyas principales características están representadas en la Fig. 16.

Del mismo modo que en el afloramiento de Saelices-Santa Quiteria, podemos distinguir dos tramos principales; el inferior, - compuesto por una alternancia de dolomías y margas dolomíticas, con una potencia de 27 m., que hacia techo se hace más compacto y recrystalizado; y el superior, margoso, de 9 m. La separación entre ellos se efectúa por medio de una superficie ferruginizada de gran desarrollo lateral. El tramo margoso termina en las dolomías cristalinas turonienses.

Puebla de Almenara : Longitud 0°51'30". Latitud 39°47'10".

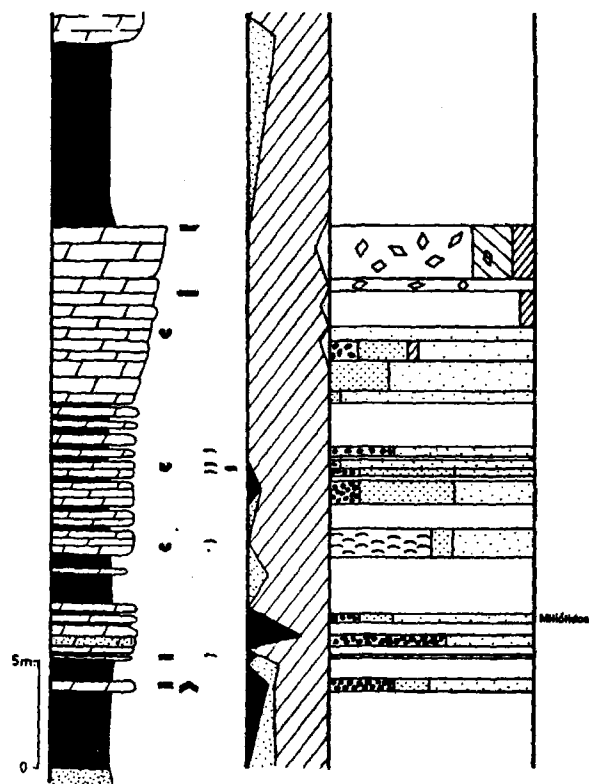
El corte estudiado se encuentra al E del pueblo, en la carretera que conduce a Villamayor de Santiago, en el flanco E del anticlinal que constituye la Sierra de Almenara.

En la Fig. 17 hemos representado la columna estratigráfica y sus principales características. Podemos ver que se corre-



## LEYENDA GENERAL

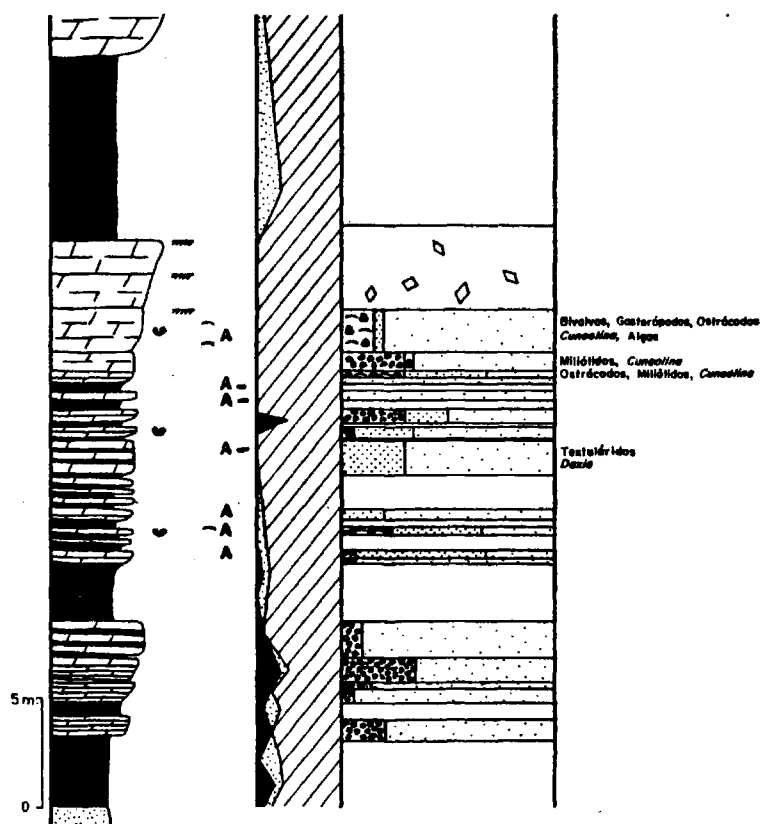
Fig. 15. Leyenda general de las columnas



### CASAS LUJAN

Fig. 16. Columna de Casas Luján





### PUEBLA DE ALMENARA

Fig. 17. Columna de Puebla de Almenara

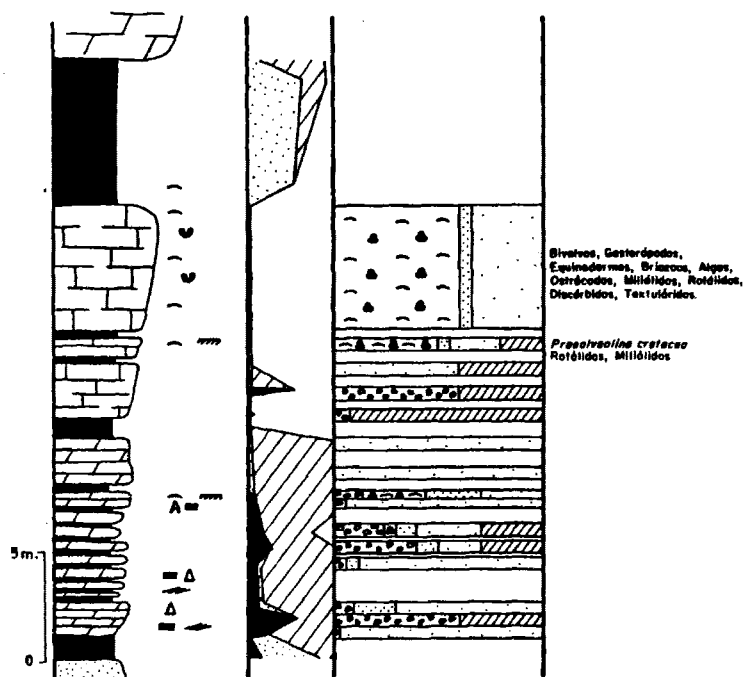
laciona perfectamente con la anterior de "Casas Luján", teniendo, igualmente, una parte inferior compuesta por una alternancia de dolomías y margas dolomíticas, con disminución progresiva de los niveles margosos hacia el techo. Este tramo, más masivo, está constituido por un banco que presenta moldes de bivalvos y gasterópodos (tipo cerítidos), y sobre éste hay varios bancos masivos de dolomías cristalinas con tres superficies algo ferruginizadas, la última de las cuales se correlaciona, seguramente, - con las mencionadas en "Casas Luján" y "Saelices" (Lám. IV, 1). Se pueden reconocer ciclos negativos mal definidos que presentan una base arcillo-margosa, a continuación dolomías lajeadas, y la parte superior más compacta y frecuentemente con laminación algar en el techo (Lám. IV, 2). En ocasiones se observan calcarenitas bioclásticas y peletíferas con base erosiva, que podrían corresponder a pequeños canales. La potencia total de este tramo son 26 m. Sigue luego el tramo margoso, de unos 9 m., sobre el cual se sitúan las dolomías cristalinas de la unidad siguiente.

Los Hinojosos - Villamayor de Santiago: Alrededores del pto. Km. 18 de la carretera que une dichas poblaciones.

El interés de este afloramiento se debe a que la alternancia de dolomías y margas dolomíticas pasa, en la parte superior, a un tramo calcáreo masivo, bioturbado, blanquecino y muy fosilífero (a simple vista se reconocen fragmentos de ostréidos). Dicho tramo es característico, como veremos, en toda la región SW estudiada, y la fauna se verá con más detalle en otros afloramientos más completos.

Mota del Cuervo: Longitud 0°49'30". Latitud 39°30'10".

Alrededores del Km. 115 de la carretera que conduce de Mota del Cuervo a Belmonte.



### MOTA DEL CUERVO

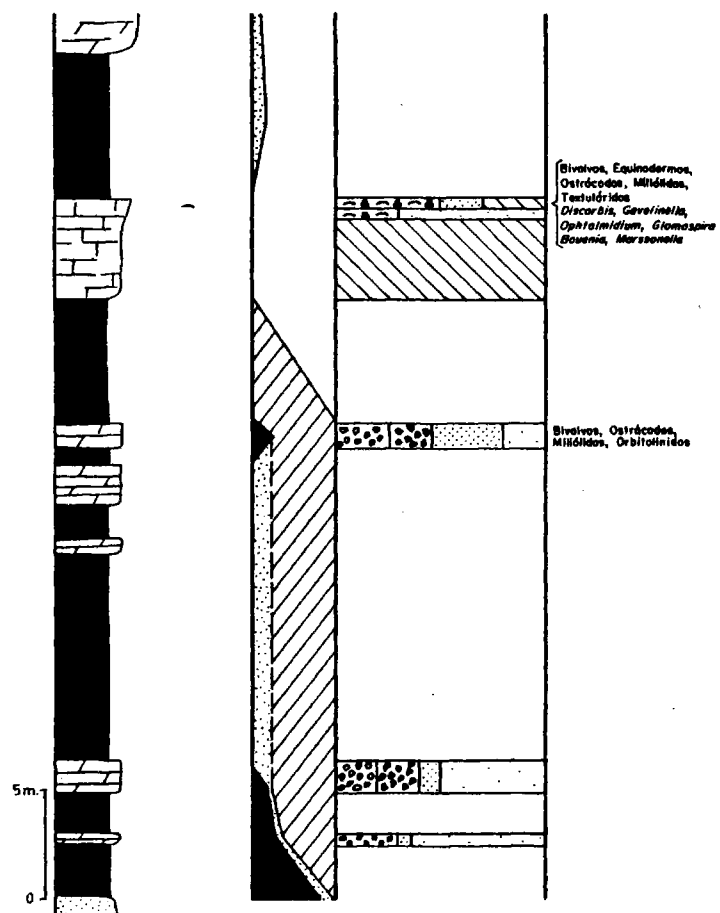
Fig. 18. Columna de Mota del Cuervo

Este corte ha sido estudiado por diversos autores (ver FERNANDEZ CALVO et al. 1979), constituyendo el mejor afloramiento de esta región. En la Fig. 18 se ha representado la columna estratigráfica en el flanco W del anticlinal, que lleva una dirección sensiblemente N-S. Presenta una base neta de 30 cm. de margas verdosas; un tramo dolomítico-margoso de 21'5 m., que a techo se hace clacáreo y fosilífero (los últimos 6 metros); y 6'5 m. margosos, fosilíferos en su parte inferior, y que hacia techo se hace dolomítico, pasando a las dolomías cristalinas de la unidad superior. En la parte inferior, dolomítica, se pueden distinguir secuencias mal definidas de ciclos negativos. Dichas secuencias se observan mejor en el afloramiento existente en la Ermita de la Virgen del Valle (siguiendo el mismo flanco W, a 1 Km. aproximadamente) (Lám. IV, 3). Los ciclos están formados por una parte inferior margosa-arcillosa, una media de dolomías con laminación ondulada, y la superior con laminación paralela. A veces, esta parte superior está surcada por pequeños canales rellenos de bioclastos e intraclastos. Otras, presenta superficies algo ferruginizadas con moldes de bivalvos (Lám. IV, 4).

Las Pedroñeras: Longitud 1°00'40". Latitud 39°27'50".

El afloramiento se encuentra próximo a la carretera que va de Las Pedroñeras a la Alberca de Záncara.

Este afloramiento es bastante deficiente por estar bastante cubierto. En la Fig. 19 se han sintetizado sus principales características. Sobre las "arenas de Utrillas" se sitúa un tramo bastante margoso, recubierto, de 33'5 m. de espesor, en el que únicamente resaltan algunos bancos dolomíticos, más compactos, generalmente arenosos y con frecuentes intraclastos. En la Lám. IV, 5,6 vemos una muestra de un nivel lentejónar y del aspecto textural que presenta su sección delgada. Tales características parecen indicar que se trata del relleno de un canal.



### LAS PEDROÑERAS

Fig. 19. Columna de Las Pedroñeras

Este tramo termina con las calizas fosilíferas blanquecinas análogas a las de Mota del Cuervo. Por último, se sitúa el tramo - margoso, fosilífero en la base, característico de esta región, con una potencia estimada de 7 m.

Belmonte: Longitud 1°01'20". Latitud 39°34'05".

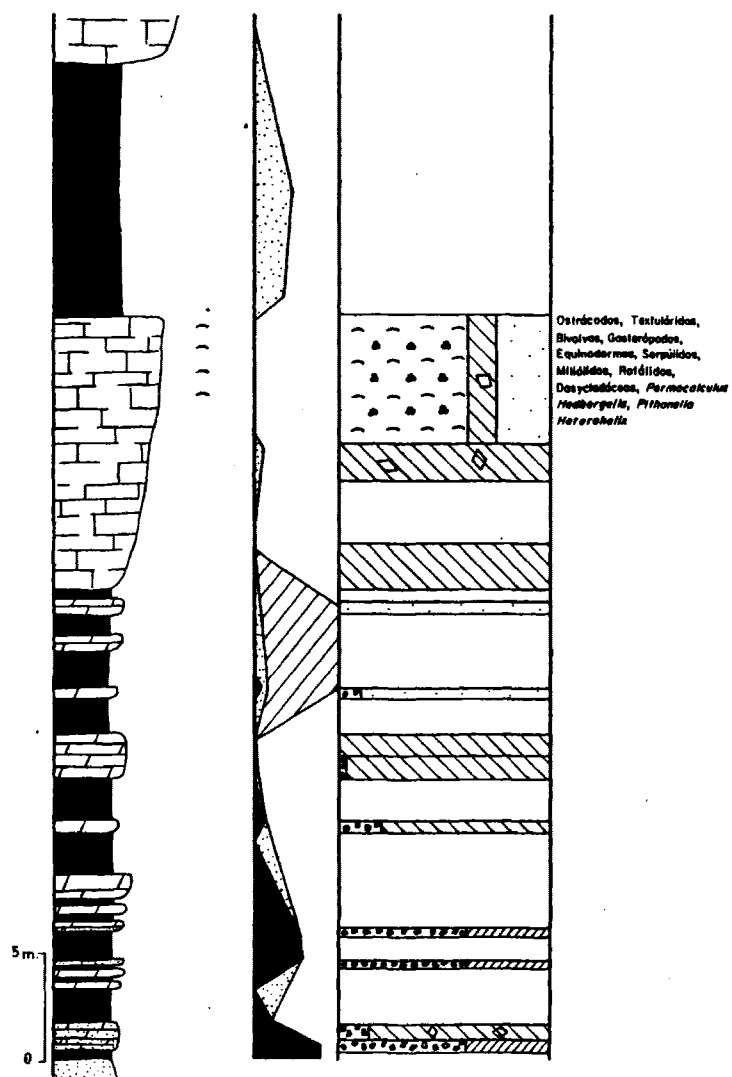
Inmediaciones al Km. 18,500 de la carretera Belmonte-Rada de Haro.

En la Fig. 20 se ha representado la columna estratigráfica levantada, así como sus principales características. A grandes rasgos, responde a la división en dos tramos fundamentales, generalizable a esta zona W de la región estudiada. El inferior, más carbonatado, tiene una potencia de 35 m. y está apoyado directamente sobre las "arenas de Utrillas", y el superior, margoso, de 12 m., pasa directamente a las dolomías de la unidad superior. El tramo inferior presenta en este afloramiento una gran recristalización, reconociéndose cristales de calcita de hasta varios mms. Termina en las calizas fosilíferas ricas en ostréidos y con notable presencia de foraminíferos planctónicos.

Villaezusa de Haro: Longitud 1°00'25". Latitud 39°35'55".

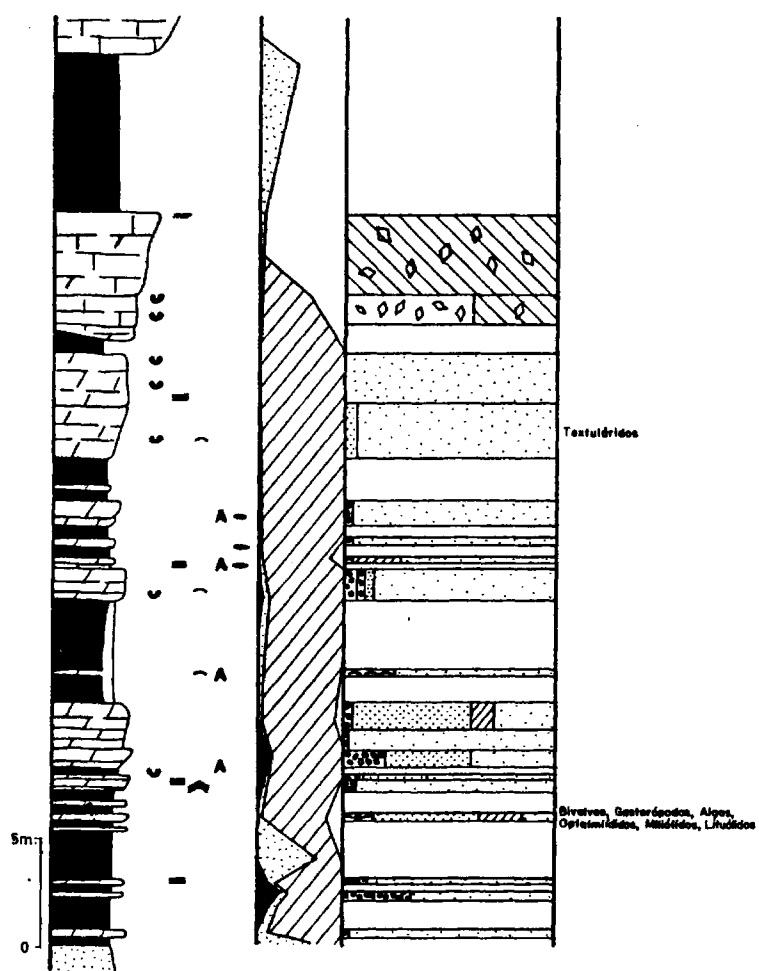
Anticlinal a la entrada del pueblo procedente de Mota del Cuervo (Lám. V, 1).

Es un afloramiento interesante. Aunque próximo al de Belmonte presenta diferencias notables con él. En la Fig. 21 se ha representado la columna estratigráfica, junto con sus características principales. La base está representada por el inicio de los niveles dolomíticos sobre las "arenas de Utrillas"; sigue el tramo compuesto por la alternancia de dolomías y margas dolo



### BELMONTE

Fig. 20. Columna de Belmonte



### VILLAESCUSA DE HARO

Fig. 21. Columna de Villaescusa de Haro



míticas. La morfología, debido a la erosión diferencial, permite el reconocimiento de los ciclos negativos (Lám. V, 2). Se compone de una parte inferior margosa, otra media, con laminación ondulada, otras veces bioturbada, y la superior, calcarenítica, con moldes de fósiles y algunas bandas micríticas aplanadas y alargadas, que subrayan una laminación paralela o ligeramente cruzada. Dicho tramo termina en unas calizas cristalinas rosadas (con texturas de dedolomitización al examinarlas al microscopio), compactas, que acaban en una superficie ferruginizada sobre la cual se apoya el tramo superior, margoso, de 7 m. de potencia, y al que siguen las dolomías cristalinas de la unidad superior (Lám. IV, 3).

Villarejo de Fuentes: Longitud 0°56'00". Latitud 39°48'40".

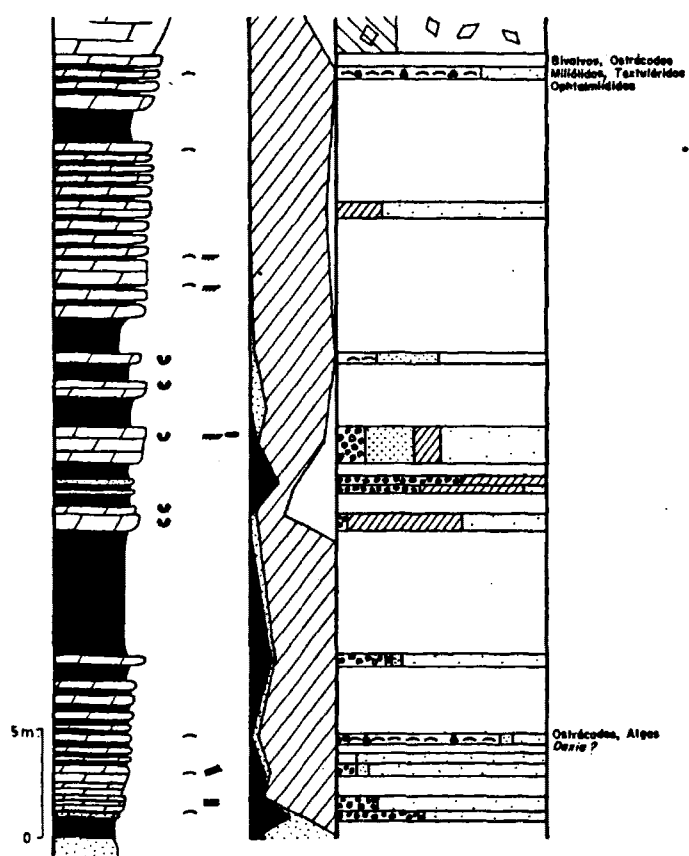
Proximidades al Km. 11,500 de la carretera de Villarejo de Fuentes a Almonacid del Marquesado.

Este afloramiento sólo tiene por objeto el estudio de un ciclo negativo, ya que el resto de la serie está bastante cubierto. El ciclo está formado por una parte inferior margosa, luego dolominitas laminadas, y a continuación dolomías de aspecto calcarenítico. Sobre éstas existen unos niveles con laminación algar (Lám. V, 4). Las calcarenitas están formadas por peloides y bioclastos, a veces disueltos (Lám. V, 5,6), y se presentan en dos bancos separados por una cicatriz erosiva.

Zafra de Zancara: Longitud 1°07'40". Latitud 39°53'25".

Flanco NE del anticlinal, antes de llegar al pueblo.

Se ha levantado una columna estratigráfica cuyas principales características están representadas en la Fig. 22. La ba-



### ZAFRA DE ZANCARA

Fig. 22. Columna de Zafra de Zancara

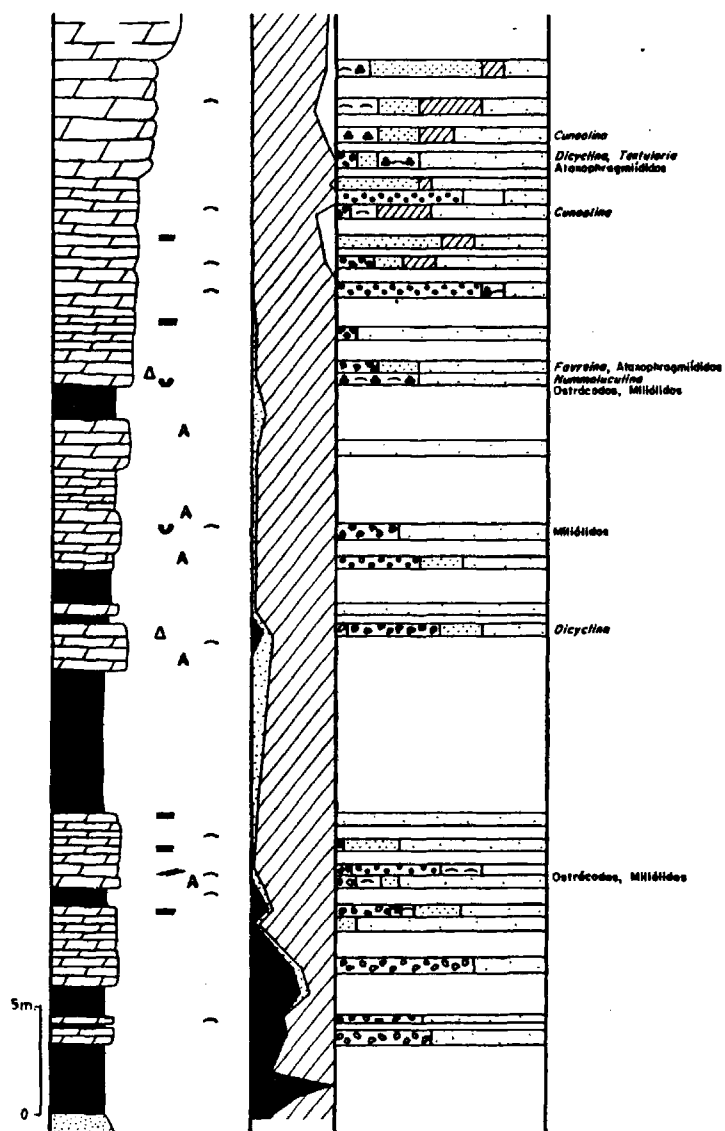
se está constituida por 40 cms. de arcillas verdes que se superponen a las "arenas de Utrillas". Sigue la alternancia de dolomías y margas dolomíticas, característica, en la que se puede reconocer finas laminaciones irregulares, posiblemente debidas a un control algar (Lám. VI, 1). Otras veces se reconoce laminación cruzada de pequeña escala (Lám. VI, 2). También son frecuentes las texturas que indican una removilización del sedimento por organismos (Lám. VI, 3). Este tramo termina con el desarrollo de potentes bancos, a veces masivos, pero otras veces es tratificados, de dolomías cristalinas. Por tanto, un hecho importante es la desaparición del tramo margoso superior, característico de los afloramientos antes reseñados. El espesor total es de 35 m.

Castillo de Garcimuñoz: Longitud 2°24'40". Latitud 39°38'10".

Carretera de Castillo de Garcimuñoz a Pinarejos, Km. 6,700

En la Fig. 23 se representan las principales características de la columna estratigráfica levantada en este punto. La base está formada por un tramo de 0,8 m. de arcillas margosas amarillo-verdosas. Sigue la alternancia de dolomías y margas dolomíticas, con un predominio hacia techo del carácter carbonatado. Son frecuentes las texturas de bioturbación. La Lám. VI, 4 presenta una secuencia en la que se puede observar como se pasa de facies micríticas (pelmicrita) a niveles con laminación de oleaje ("wavy ripples"), y a techo laminación algar. Esto podría corresponder a una secuencia regresiva (lagoon ?). El límite superior de este tramo viene determinado por la aparición de potentes bancos dolomíticos, atribuidos al Turoniense. El espesor total es de 50 m.

Sisante - Pozoamargo: Longitud 1°27'50". Latitud 39°23'00".



### CASTILLO DE GARCIMUÑOZ

Fig. 23. Columna de Castillo de Garcimuñoz

Barranco a unos 3 Kms. del pueblo, yendo por el camino de "Los Facciosos".

Se ha levantado una columna estratigráfica que, junto con sus principales características, viene representada en la Fig. 24. En la base aparecen niveles algo lumaquéllicos sobre las "arenas de Utrillas". Siguen unos 20 m. de dolomías y margas dolomíticas; a veces presentan una laminación irregular alternando capas más micríticas con otras margosas (peletíferos y arenosas) (Lám. VII, 1). Sobre ellas se sitúan 7 m. de calizas muy recrystalizadas, bien estratificadas, en bancos cuyo espesor varía entre 10 cm. y 1 m.. El techo se ha situado en el comienzo de los potentes bancos métricos, que presentan abundantes restos de rudistas. Potencia total del tramo: 27 m.

Tébar - Alarcón : Longitud 1°32'05". Latitud 39°28'45".

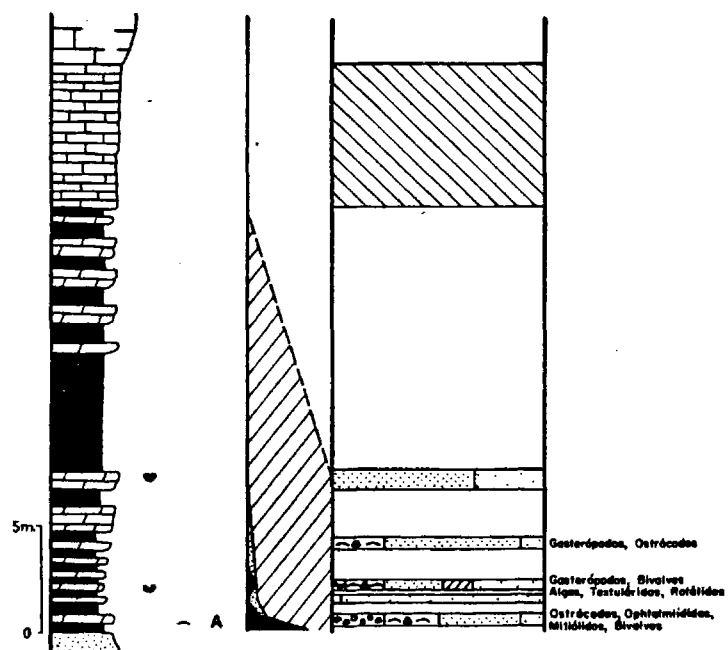
Carretera de Tébar a Casas de Benitez, Km. 34.

La alternancia de dolomías y margas dolomíticas se apoya aquí sobre la unidad "arcillas verdes cenomanienses" definida anteriormente. Los primeros 12 m. están bien estratificados, con niveles de bioturbación bastante definidos y, a continuación, pasan a facies recrystalizadas análogas a las de Pozoamargo.

Valeria : Longitud 2°09'10". Latitud 39°48'40".

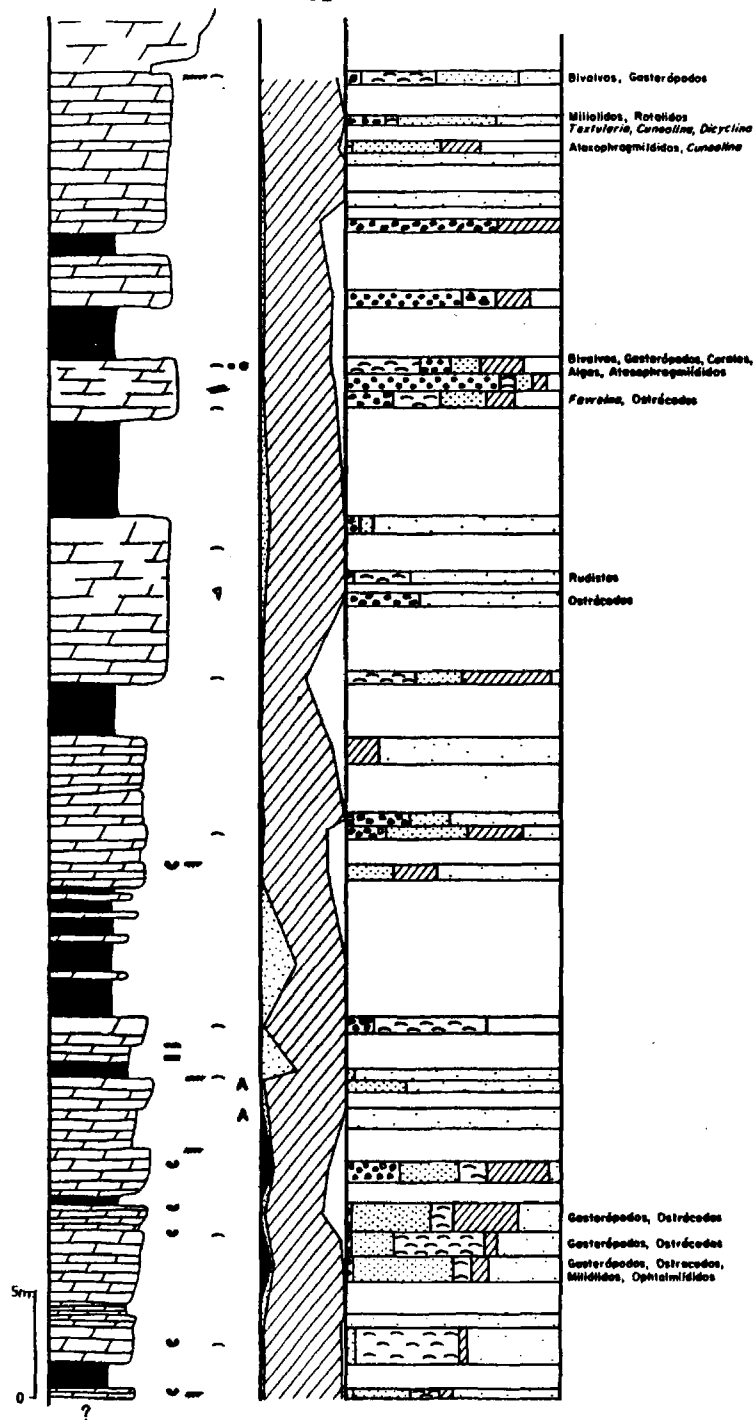
En la Hoz del río Gritos, situado entre Valeria de Abajo y Valeria, en las proximidades a la última población, siendo el lugar donde afloran los niveles más inferiores de la serie.

En la Fig. 25 se ha representado la columna con sus principales características. Se ha comenzado la columna en los tér-



### POZO AMARGO

Fig. 24. Columna de Pozo Amargo



## VALERIA

Fig. 25. Columna de Valeria

minos inferiores de esta unidad. Si bien las arcillas verdes - aquí no afloran, en las proximidades (Caserío de Calderón) es posible reconocerlas. La alternancia de dolomías y margas dolomíticas presentan, en líneas generales, características análogas a las descritas para los afloramientos anteriores. En la Lám. VII, 2 se ve un aspecto de esta unidad. Se aprecia un engrosamiento general de los estratos respecto de los afloramientos más al W. En la base se reconocen lumaquelas con numerosos restos de bivalvos (Lám. VII, 3). Siguen calcarenitas que pasan a micritas de grano fino (Lám. VII, 4). Hacia la parte superior es posible reconocer fragmentos muy mal conservados de rudistas y de políperos (Lám. VII, 5 y 6), formados en condiciones de cierta energía. Esto se comprueba también por la existencia de bancos con estratificación cruzada a gran escala (Lám. VIII, 1, 2 y 3). Estos bancos, tal como se ve en dicha lámina, están constituidos por calcarenitas de apariencia oolítica. Son peloides de tamaño arena, sin estructura interna, y están bien seleccionados.

Estos bancos de aspecto oolítico también se han reconocido, frecuentemente, en puntos más al E de la región estudiada, en las proximidades a Gabaldón y Arguisuelas, donde aparecen peloides más típicos, con claras envueltas (Lám. VIII, 4).

#### 3.2.4. Variaciones laterales y verticales

Las series estratigráficas estudiadas, junto con el estudio de otros afloramientos, nos han permitido realizar un mapa de isopacas, para esta unidad, que se muestra en la Fig. 26. Para visualizar más claramente las variaciones existentes, hemos realizado un esquema general de la distribución de litofacies, donde se observa (Fig. 27) un claro aumento de espesores en sentido E y NE. Los espesores mínimos se encuentran en la zona de Mota del Cuervo, con poco más de 20 m., mientras que en las proximidades de Valeria se alcanzan potencias de más de 70 m.



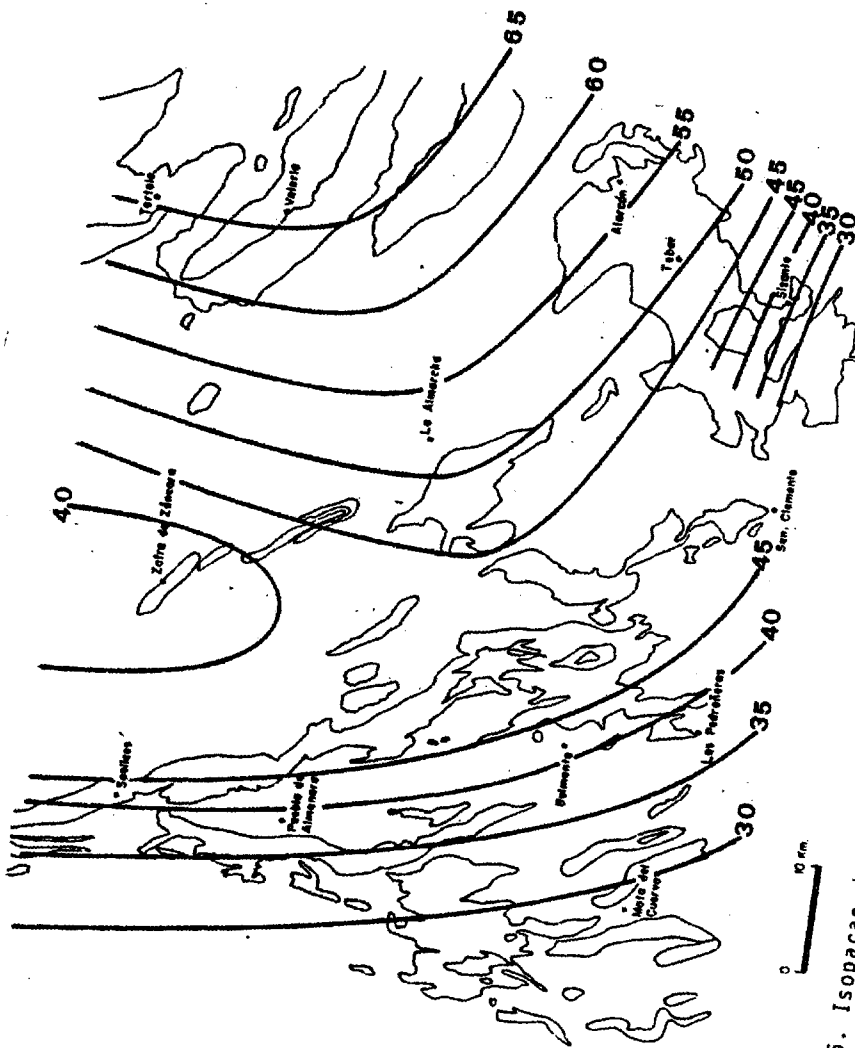


Fig. 26. Isopacas de la unidad "Dolomías y margas dolomíticas cenomanienses"

ESQUEMA DE DISTRIBUCION DE  
LITOFACIES DEL CENOMANIENSE EN  
LA REGION MANCHEGA

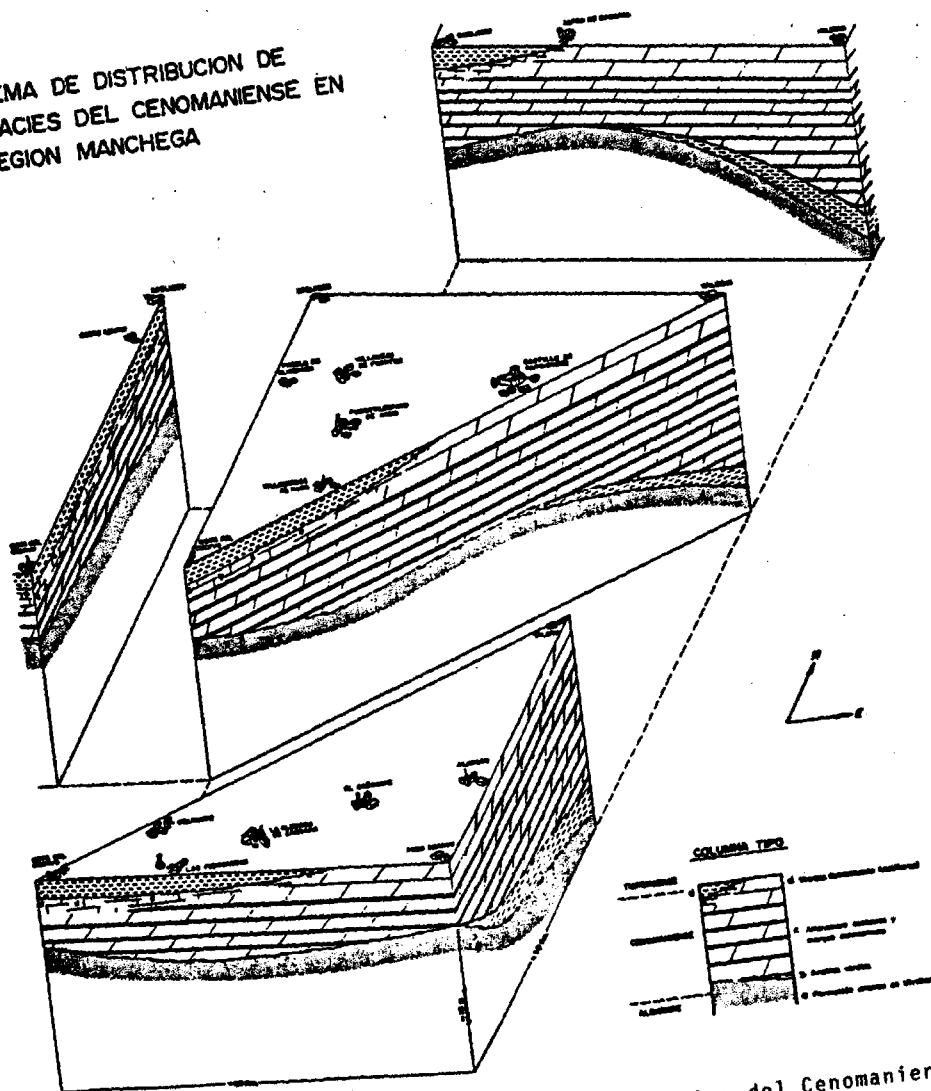


Fig. 27. Esquema de distribución de litofacies del Cenomaniense en la Región Manchega

De una manera general, el espesor de las capas también presenta un aumento en este mismo sentido, observándose bancos casi métricos en las zonas de mayor potencia de la unidad, y mayor frecuencia de decimétricos, y hasta centimétricos, en la región W y SW.

Esta unidad se apoya sobre la Formación "arenas de Utrillas", definida por AGUILAR et al. (1971), en toda la zona W y SW, mientras que hacia el NE pasa a apoyarse sobre la unidad "arcillas verdes cenomanienses", descrita anteriormente, que es muy característica de toda la Serranía de Cuenca y zona oriental de la región estudiada.

El tránsito a los tramos superiores presenta una distribución geográfica también particular. Hacia el W y SW se desarrolla un nivel de calizas y dolomías fosilíferas que termina en un tramo margoso, característico en esta región. Sin embargo, en la región E y NE las capas se hacen más gruesas y pasan directamente a las dolomías cristalinas turonienses, análogas a las "Dolomías Ciudad Encantada" definidas por MELENDEZ (1971) para el ámbito de la Serranía de Cuenca.

Se han analizado algunos niveles arcillosos de esta unidad para conocer su variación mineralógica. En general, la mineralogía es monótona en las margas dolomíticas que alternan con los bancos más dolomíticos. Están compuestos fundamentalmente por illita y caolinita. Ahora bien, el hecho más interesante a destacar es la aparición de montmorillonita e interestratificados illita-montmorillonita en el tramo margoso superior, característico en toda la alineación de la Sierra de Altomira. En dicho tramo se observa que la caolinita tiende a desaparecer hacia la parte superior. La illita es muy abierta y de bajísima cristalinidad, su pico a 10 Å es muy abierto hacia los ángulos más bajos, llegando a veces su apertura hasta los 14 Å. Esto nos indica su presencia como interestratificado, más que co-

mo mineral aislado.

### 3.2.5. Macrofacies. Análisis secuencial

Esta unidad está constituida por dolomías microcristalinas de "aspecto arenoso" con tonos amarillentos o blanquecinos, alternando con margas amarillentas, a veces algo verdosas.

Los contactos entre las capas no siempre son plano-paralelos, existiendo frecuentemente cicatrices erosivas, así como superficies onduladas que limitan a los estratos.

Predomina un aspecto homogéneo en el interior de los estratos, sin estructuración interna. En ocasiones, es posible reconocer una granoclasificación positiva en depósitos más gruesos, y otras veces laminación. Generalmente esta laminación es paralela, pero en estratos delgados también se pueden ver laminaciones onduladas, a veces irregulares, con un posible control algar. En varios casos, se ha observado que, hacia la superficie superior de las capas, la disminución del tamaño de grano suele ir asociada con la aparición de una laminación de control algar ("triptalgal lamination" o "laminoid fenestrae"). En algunos interestratos se observa laminación cruzada de pequeña escala, ("ripples"), así como laminación de ripples de oleaje ("wavy ripples").

Esporádicamente aparecen capas de textura calcarenítica con frecuente porosidad móllica de bioclastos (pequeñas conchas de pelecípodos). Algunos constituyen verdaderas lumaquelas.

En la parte inferior de esta unidad son frecuentes las dolomías arenosas, incluso aparecen niveles esporádicos de arenas y areniscas. No obstante, el contenido en terrígenos disminuye claramente, tanto en la vertical como lateralmente, hacia el

E y NE de la zona estudiada. Esto puede verse claramente en la evolución vertical del residuo insoluble en las columnas estudiadas.

La actividad orgánica es importante. Unas veces se manifiesta por un aspecto de removilización del sedimento original no litificado (bioturbación), mientras que otras veces lo hace por medio de la formación de conductos en sedimento parcialmente consolidado ("burrows"). Existen algunas capas micríticas - con un moteado y porosidad irregular que recuerdan a raicillas o, posiblemente, a pequeños conductos de anélidos.

En la parte superior de algunos estratos puede reconocerse porosidad fenestral, que a veces se debe a pseudomorfos de evaporitas.

Son bastante características las superficies ferruginizadas en el techo de los estratos con una apreciable continuidad lateral.

Aunque la alternancia de dolomías y margas dolomíticas parece bastante monótona, en ocasiones, y sobre todo en la zona W de nuestro estudio, existen una serie de afloramientos con morfología que recuerda a las secuencias de ciclos negativos, y cuya descripción local se ha efectuado en el capítulo anterior.

En síntesis, se trata de secuencias análogas a las denominadas "shallowing upward" (JAMES, 1979). La base está constituida por margas más o menos arcillosas, con frecuente bioturbación. Siguen dolomicritas, wackestones a packstones peletíferos, con cantidades variables de terrígenos, cuya laminación paralela es posible reconocer si no están muy bioturbadas. En contacto erosivo ("scour and fill") se suelen superponer depósitos calcareníticos constituidos por fragmentos de conchas y peloides, cuya disolución parcial forma una porosidad móldica que -

permite su fácil reconocimiento. Normalmente se termina con capas centriméticas, micríticas, con laminación algar. A veces estas capas están fragmentadas, posiblemente debido a desecación. El techo suele venir marcado por una superficie ferruginizada y endurecida.

En esta misma zona W de la región estudiada, la parte superior de esta unidad presenta determinadas variaciones importantes en cuanto a su litología. Vamos a sintetizarlas, indicando su distribución lateral.

Al SW, y teniendo como ejemplo la columna de Mota del Cuervo, la litología pasa a ser calcárea por medio de un banco fosilífero recristalizado, rosado, con *Praealveolinas*. Dicho banco termina en una superficie ferruginizada, con abundantes ostréidos y bastante continuidad lateral. Por encima siguen calizas bioturbadas fosilíferas, son ricas en ostréidos y otros bivalvos, gasterópodos, equínidos, algas, briozoos y foraminíferos tanto bentónicos como planctónicos. SANCHEZ SORIA (1973, 1975) cita una lista de macrofósiles recogidos en estas calizas y en las margas suprayacentes. La extensión de estas calizas fosilíferas blanquecinas está limitada a la zona SW de la región estudiada (Véase Fig. 27). En los afloramientos de Belmonte, así como en el de la carretera de Osa de la Vega a los Hinojosos, se observan principios de dolomitización que indican el paso lateral a dolomías cristalinas.

En la zona NW, el techo de la unidad lo constituye un tramo bastante masivo de dolomías, de 6 a 8 m., que corresponderían lateralmente a las calizas fosilíferas anteriormente descritas. Este tramo se compone de dos partes: la inferior, formada por dolomías microcristalinas con frecuentes moldes de pelecípodos y gasterópodos (tipo cerítidos) disueltos, y la superior, compuesta por dolomías cristalinas (se pueden observar los cristales romboédricos con una lupa de campo), con varias superficies

ferruginizadas, la última de las cuales es de ámbito regional (se reconoce en Saelices-Casas Luján-Puebla de Almenara).

En toda la región W, la unidad termina en un tramo marginal, de fácil reconocimiento geomorfológico, mientras que hacia el E se pasa directamente a las dolomías cristalinas turonien-ses (análogas a las "Dolomías Ciudad Encantada" de MELENDEZ HE-VIA, 1971). Las variaciones laterales de las facies no es posi-ble reconocerlas en detalle debido a la escasez de afloramien-tos (existe un gran recubrimiento terciario).

En la zona NE (Hojas de Fuentes, 635 y Valera de Abajo, 663) la parte superior de esta unidad presenta una mayor abun-dancia de capas de aspecto calcarenítico, a veces bioclásticas, con gran cantidad de peloides de tamaño arenoso (generalmente mayor que en el resto de la unidad) y que en ocasiones presen-tan estratificación cruzada a gran escala (Lám. VIII, 1). Estas fa-cies de aspecto oolítico aparecen en niveles más inferiores algo más al E (zona de Arguisuelas, Carboneras de Guadazaón), fuera de la zona estudiada por nosotros. Allí se pueden recono-cer verdaderos ooides, con revestimientos netos (Lám. VIII, 4).

### 3.2.6. Microfacies

Uno de los principales objetivos de este trabajo ha sido el establecimiento de las microfacies características de esta unidad.

Se ha realizado un estudio petrológico sistematizado de 210 láminas delgadas, correspondientes a las diez columnas es-tratigráficas levantadas. No se han incluido otras láminas que no corresponden a dichas series, pero cuyo estudio queda refleja-do en la interpretación sedimentológica y diagenética de estos

materiales.

En base a la caracterización y textura de sus componentes se han distinguido nueve microfacies, cuya frecuencia relativa se expone en la Fig. 28, y cuyo contenido en sus constituyentes esenciales se refleja en la Fig. 29, donde sólo se han considerado las microfacies más abundantes.

#### 3.2.6.1. Dolomicritas arenosas

Como hemos indicado anteriormente, los niveles ricos en detríticos se localizan esporádicamente en la parte inferior de esta unidad, observándose hacia el E una disminución de los mismos.

Esta microfacies representa un 15% de las láminas delgadas estudiadas, comprendiendo a aquellas cuyo contenido en terrígenos varía entre el 25 y el 60%. Por lo tanto, hemos incluido también las areniscas existentes.

Los detríticos son fundamentalmente de tamaño arena, pudiéndose distinguir muestras con una o dos modas. Las primeras tienen dos familias, una con tamaño medio de 0,08 a 0,1 mm. y centil 0,2 a 0,4 mm. y otra, con tamaño medio de 0,15 a 0,25 mm. y centil 0,4 a 2,0 mm. Las modas de las segundas corresponden a los valores 0,07 y 0,6 mm., siendo el centil 2 mm. (Lám. IX,1).

Los granos mayores suelen presentar mayor índice de redondez, mientras que los situados en el límite aleurita-arena son más angulosos.

Composicionalmente los clastos son, en su mayoría, de cuarzo y metacuarcita. Les sigue en importancia el feldespató K en una proporción bastante menor. Como accesorios están presentes:



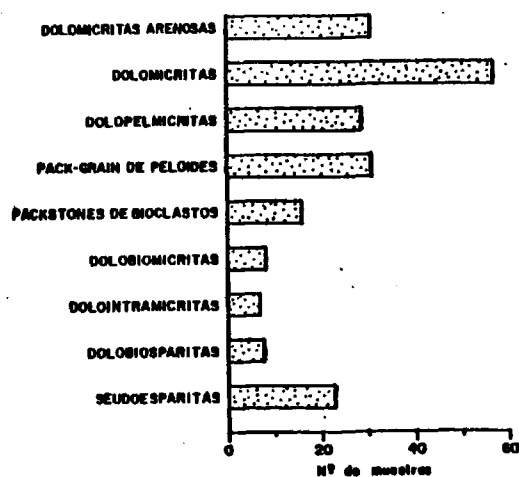


Fig. 28. Distribución de la abundancia de microfacies

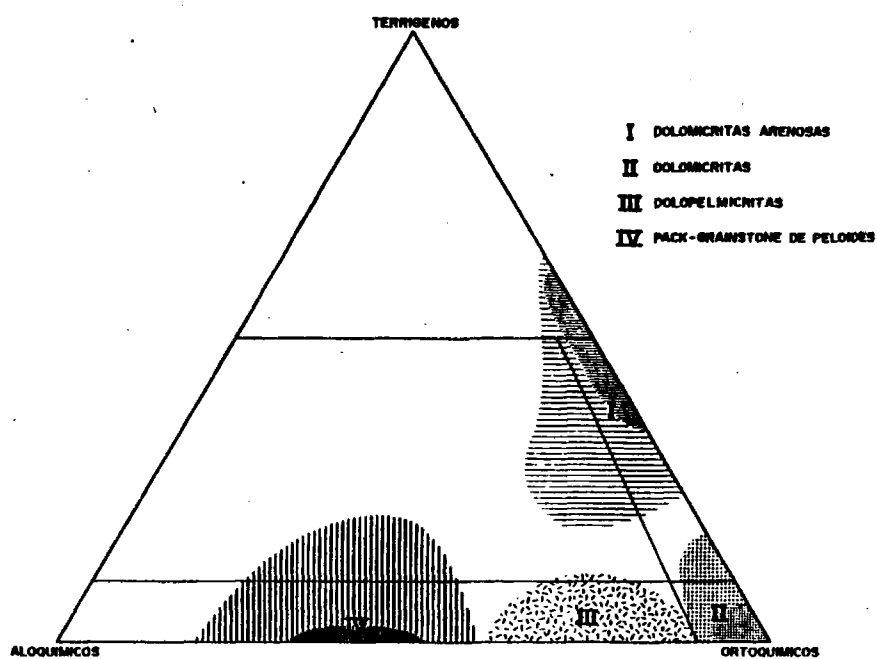


Fig. 29. Diagrama de la relación de componentes en las microfacies más abundantes

moscovita, turmalina, circón y minerales opacos. En varias muestras (un 20% del total) se ha observado la presencia de fosfatos orgánicos en forma de detríticos. También se reconocen algunos cuarzos idiomorfos.

La pasta que rodea a los granos suele ser una dolomicro-esparita, excepto en el caso de las areniscas, las cuales normalmente están cementadas por grandes cristales poiquilíticos de calcita, los cuales engloban a los granos (Lám. IX,2). En ocasiones, estos grandes cristales de calcita se presentan junto a manchas de dolomicrita irregularmente dedolomitizada, por lo que podría pensarse que buena parte de la calcita poiquilítica es consecuencia de una dedolomitización de la matriz preexistente.

El tamaño cristalino de la dolomicrita está comprendido entre 4 y 40  $\mu$ ; es decir, se trata de microesparita.

Suelen ser frecuentes los peloides (en un 50% del total de las muestras de esta microfacies). Son granos micríticos con formas algo irregulares y con tamaños que pasan a intraclastos de una manera gradual.

En ocasiones pueden estar presentes bioclastos. En general se trata de fragmentos de conchas de moluscos, normalmente disueltas. Rara vez se encuentran foraminíferos.

La distribución de los detríticos es bastante homogénea, pudiéndose distinguir, en ocasiones, una textura irregular en parte debida a bioturbación (un 20%) (Lám. IX,3). Otras veces se concentran en niveles paralelos a la estratificación.

#### 3.2.6.2. Dolomicritas

Los materiales estudiados presentan un carácter general-

mente micrítico, ya que un 27% de las muestras estudiadas pertenecen a este conjunto. Su distribución vertical y horizontal es irregular, encontrándose indistintamente tanto en los términos inferiores como en los superiores de todas las columnas estudiadas.

Están formadas por dolomicritas con cantidades variables de terrígenos y aloquímicos, siempre menores de un 10%. Los terrígenos suelen estar casi siempre presentes (aproximadamente en un 80% de las muestras). Son más finos que en la microfacies anterior, con un tamaño medio de 0,65 mm. (extremos de 0,03 y 0,1 mm.) y centil de 0,2 mm. Sin embargo, aunque casi todas las muestras los contienen, suelen estar en pequeña proporción (del 1 al 5%). La mineralogía no presenta diferencias esenciales respecto de la mencionada en la anterior microfacies.

Los peloides también son frecuentes (en un 75% de las muestras de este grupo), con un tamaño medio de 0,1 mm. y máximo de 0,6 mm. Debe señalarse que, en más de la mitad de las muestras, la dolomicrita es de tipo grumelar, y muy posiblemente se trate de peloides difusos (Lám. IX,4). Los intraclastos se encuentran en un 13%; son micríticos y de color más oscuro que la matriz que los rodea.

Un 23% presenta laminación (Lám. X,5,6 y 7), a veces subrayada por concentración de peloides o detríticos en niveles paralelos a la estratificación, o por textura fenestral. Por el contrario, el 21% presenta un aspecto de removilización del sedimento, posiblemente a causa de una bioturbación por los organismos presentes. Los bioclastos prácticamente están ausentes. La matriz presenta un tamaño cristalino bastante variado, desde menos de 4 micras hasta 50 micras.

Es normal la existencia de poros móldicos atribuidos a pseudomorfos de evaporitas (Lám. X,1 y 2).

### 3.2.6.3. Dolopelmicritas

Esta microfacies tiene una distribución irregular, tanto en la vertical como en la horizontal, suponiendo un 14% del total. Se trata de wackestones constituidos por dolopelmicritas. Los peloides están en proporciones variables, entre un 10% y un 25% y presentan un tamaño medio de 0,1 a 0,25 mm. y máximo de 0.4 mm. En ocasiones, el tamaño de los peloides es mayor, con formas irregulares, por lo que les consideramos como intraclastos (Lám. X,3).

La matriz es dolomicrita o dolomicroesparita, con tamaños cristalinos que varían desde menos de  $4\mu$  hasta  $25\mu$ , llegando rara vez hasta  $40\mu$ . Un 28% de las muestras presenta textura grumelar, sugiriendo la presencia de peloides difusos.

Los terrígenos suelen estar presentes casi siempre (en un 83% de las muestras), con tamaños medios oscilando entre 0,05 y 0,1 mm. y centil de 0,25 mm. Excepcionalmente se encuentran tamaños de hasta 1 mm. Su mineralogía es análoga a la descrita para las dolomicritas arenosas.

A veces se puede distinguir cierta laminación (en un 21%) (Lám. X,4 y 5). Otras veces lo que se observa es una removilización, posiblemente debida a bioturbación (un 28%). Excepcionalmente se han encontrado pseudomorfos de evaporitas.

### 3.2.6.4. Packstones- Grainstones de peloides

Esta microfacies está bastante extendida en los materiales estudiados, representando un 15% del total de las muestras. Su distribución geográfica es amplia, pero parece notarse una tendencia a aumentar hacia el E y NE, siendo más abundantes en la parte superior de esta unidad (Lám. VIII,2 y 3).

Los peloides se encuentran en proporciones entre un 40% y un 60%, con tamaños medios de 0,1 a 0,25 mm. y máximo de 0,7 mm. Se pueden distinguir normalmente dos tipos de peloides por su color, los oscuros y los claros (Lám. X,6), que podrían corresponder, respectivamente, a los "indurated peloids" y "soft peloids" (GARRET, 1977). En ocasiones, gran parte de ellos están disueltos, habiéndose conservado una envuelta micrítica que permite reconocer su forma y tamaño (Lám. X,7 y 8).

En un 22% de las muestras se distinguen intraclastos muy irregulares, los cuales pueden estar relacionados con fenómenos de desecación (Lám. XI,1) o de bioturbación en sedimento ligeramente endurecido.

Los detríticos están presente en un 37% de las muestras, en proporciones de hasta un 20% del total de componentes. Su tamaño es similar al de los peloides, con medias de 0,1 a 0,2 mm. y centil de 0,6 mm. La mineralogía es la misma que la descrita anteriormente.

Los fósiles son muy frecuentes en esta microfacies (un 74%). Se han reconocido gasterópodos, bivalvos, algas, ostrácos, foraminíferos bentónicos (miliólidos, ophtalmídeos, ataxophragmídeos, *Cuneolinas*, *Dicyolinas*). Asimismo, se ha determinado la presencia de *Favreina* (pelet fecal de un crustáceo).

El empaquetamiento es granosostenido, bien con una porosidad intergranular, o con una pasta, matriz o cemento, cuya distinción puede ser difícil, ya que el tamaño cristalino oscila entre menos de 4  $\mu$  y 60  $\mu$ .

#### 3.2.6.5. Packstones de bioclastos

En la zona SW del área estudiada, la parte superior de es

ta unidad está constituida por calizas muy fosilíferas (Lám.XI,2).

Son menos frecuentes (7%). Presentan una fauna abundante (40 a 60%) y variada: bivalvos (ostreidos entre otros), gasterópodos, equinodermos, briozoos, algas (dasycladáceas entre otras), ostrácodos, serpulidos, foraminíferos bentónicos (miliólidos, textuláridos, rotálidos, discórbidos, ophtalmídeos, *Praealveolina*) y planctónicos (*Pithonella*, *Heterohelix*).

Los terrígenos prácticamente están ausentes, mientras que los peloides suelen estar en proporciones del 10 al 30%, con tamaños medios de 0,1 a 0,2 mm. y máximo de 0,6 mm. La micrita presenta a veces un aspecto grumelar, aunque generalmente es oscura y de tamaño cristalino muy fino (menos de  $4\mu$ ). La bioturbación es frecuente.

#### 3.2.6.6. Dolobiomicritas

Esta microfacies se presenta sin una distribución geográfica ni estratigráfica definidas, y en pequeña proporción (4%).

Los bioclastos corresponden generalmente a conchas de móluscas, aunque también pueden reconocerse algunos ostrácodos y foraminíferos bentónicos (Lám. XI,3), presentando una textura wackestone.

La matriz es dolomicroesparita, de tamaño cristalino comprendido entre 4 y  $40\mu$ .

#### 3.2.6.7. Dolointramicrocritas

En una proporción muy pequeña (3%) se encuentran microfacies que van desde wackestones hasta packstones de intraclastos

(ver Lám. IV,6). Presentan formas y tamaños muy variados. Los de tríticos y los bioclastos suelen estar siempre presentes. Frecuentemente también se encuentran peloides.

#### 3.2.6.8. Dolobiosparitas

Otro tipo poco frecuente de microfacies (4%) son las lumaquelas constituidas por biocalcarenitas y biocalcirruditas.

Los bioclastos son exclusivamente moluscos y ostrácodos (Lám. XI,4 y 5), suelen contener escasos peloides, y no presentan detríticos. La pasta que engloba los granos está formada por cristales de calcita esparítica de 10 a 150  $\mu$ .

#### 3.2.6.9. Seudoesparitas y Doloesparitas

Hemos agrupado aquí las microfacies cuya textura deposicional no es posible reconocer a causa de su recristalización (11%).

Las texturas que presentan son variables, desde grandes cristales de pseudoesparita de bordes irregulares, a veces con fantasmas de fósiles (Lám. XI,6), hasta mosaicos de doloesparita equigranular hipidiotópica a idiotópica (Lám. XI,7), pudiendo estar afectados por una intensa dedolomitización (Lám. XI,8).

La posición que ocupan, tanto geográfica como estratigráficamente, puede ser importante para la explicación de algunos procesos diagenéticos, como veremos a continuación.

En la zona SW, se encuentran justo por debajo de las calizas fosilíferas (separando, por tanto, las litologías dolomíticas de las calcáreas) y son pseudoesparitas, a veces con prue-

bas evidentes de dedolomitización (calcita inequigranular xenotópica). Pueden contener algunos detríticos.

Al N de esta zona se sitúan en el techo de las columnas descritas y suelen estar formadas por mosaicos de rombos de dolomita, a veces dedolomitizados, (dolomía equigranular xeno-idiotópica). No suelen contener detríticos.

### 3.2.7 Discusión e interpretación sedimentológica

Las características antes citadas apuntan a unas condiciones de sedimentación correspondientes a una plataforma carbonatada somera. Los datos proporcionados por los antecedentes regionales (véase el apartado 1.2.1.) hacen referencia a una transgresión generalizada durante el Cenomaniense, con formación de una gran plataforma, cuyas variaciones en la distribución de facies estarían controladas por la actuación de diversos umbrales.

La sedimentación en medios de plataforma carbonatada, tanto actuales como antiguos, es un tema profusamente tratado en la bibliografía reciente. Mencionaremos únicamente los trabajos que consideramos básicos para el estudio de este medio sedimentario. IRWIN (1965) realiza una división en submedios, basada en la distinta energía a la que se ven sometidos. HECKEL (1972) realiza un interesante resumen de la distribución de las principales características, tanto litológicas como biológicas, en medios marinos someros antiguos. LUCIA (1972) estudia la sedimentación litoral en un medio mixto de carbonatos y evaporitas. En PURSER (1973) se recogen varios artículos sobre sedimentación actual en el Golfo Pérsico, de gran utilidad para la interpretación de rocas antiguas depositadas en condiciones similares. WILSON (1975) define 24 "microfacies standard", y su distribución en 9 cinturones de facies, que van desde el continente hasta la cuenca pro-



funda. Otros tratados fundamentales en el estudio de los carbonatos de plataforma, con una exhaustiva documentación bibliográfica son los de BATHURST (1975), SELLEY (1976), ELF-AQUITAINE (1977), HARDIE y GINSBURG (1977), FLÜGEL (1978), FRIEDMAN Y SANDERS (1978), READING (1978) y PURSER (1980).

El estudio de las microfacies y de las macrofacies de estos materiales aporta pruebas inequívocas de que la sedimentación tuvo lugar, generalmente, en condiciones muy someras. Según el sentido que da FOLK (1970) para la sedimentación "perimareal", es decir, una extensión del término de llanura mareal, buena parte de los sedimentos (y normalmente los mejor caracterizables) se depositaron en este medio.

La frecuente laminación fina irregular, "Cryptalgal lamination" de AITKEN (1967) y "Laminoid fenestrae" de TEBUTT et al. (1965), indica condiciones someras bajo control algal. Dicha laminación, que en lámina delgada se observa como una alternancia de láminas milimétricas ricas en peloides compactos con otras más micríticas (ver Lám. X, 4 y 5), es análoga a la descrita por GINSBURG y HARDIE (1977) para los sedimentos supramareales en la isla Andros, Bahamas.

Los tonos pardos claros indican condiciones oxidantes, y son típicos de la zona intermareal media y superior (JAMES, 1979). Además, en ocasiones se presentan superficies ferruginizadas con numerosas conchas de bivalvos transformadas a óxidos de Fe (ver Lám. IV, 4).

También es frecuente la porosidad fenestral o estructura "birdseye" (SHINN, 1965) que, de acuerdo con la mayoría de los autores, indican unas condiciones intermareales-supramareales. Parte de esta porosidad parece debida a burbujas de gas producidas, posiblemente, por descomposición de la materia orgánica (REINECK y SINGH, 1975). TEXTORIS (1968) describe esta textura en

las micritas dolomitizadas que interpreta como supramareales. BOUROULLEC et al. (1973) atribuyen estos poros a facies intermareales con emersión esporádica. En ocasiones, las texturas fenestrales se encuentran asociadas a niveles con frecuentes pseudomorfos de evaporitas, confirmando la restricción del medio en que se depositaron.

La frecuente porosidad móldica que se observa en los niveles calcareníticos podría atribuirse a una disolución selectiva de los componentes, (peloides y fragmentos de conchas), por acción de las aguas meteóricas, poco después de su depósito. Este tema será tratado con mayor extensión en el capítulo de diagénesis.

Un hecho interesante a destacar es la escasez de grietas de retracción, estructura típica de estos ambientes de sedimentación someros con frecuente exposición aérea. HARDIE y GINSBURG (1977) atribuyen la ausencia de estas estructuras en los sedimentos laminados supramareales de Ándros a que la trabazón algar proporciona una considerable elasticidad al sedimento.

Los sedimentos intermareales inferiores y submareales son, posiblemente, los que ocupan un mayor volumen en esta unidad. Son fundamentalmente fangosos y peletíferos, pero a causa de la removilización y redistribución por la actividad orgánica, así como a la compactación, se hace más difícil su caracterización.

En el interior de los estratos la homogeneización suele ser total, aunque a veces se observa una laminación paralela. Si bien el sedimento intermareal puede haberse formado en condiciones de energía moderada, o al menos mayor de lo que resulta al interpretar las microfacies fundamentalmente micríticas que lo constituyen, la compactación y removilización por organismos hacen perder la textura original en el enterramiento. Petrologicamente están constituidas por micritas con aspecto grumoso, las cuales sugieren un origen claro a partir de peloides blandos que

se han fundido por compactación. En el interior de los conductos están mejor conservados los peloides, reconociéndose mejor la textura original de dicho relleno. HARDIE y GINSBURG (1977) hacen notar que la zona de playa intermareal presenta "ripples" en superficie, pero el sedimento infrayacente está constituido por peloides blandos y pelets fecales, de tamaño arena fina, habiendo perdido totalmente su integridad por aplastamiento y bioturbación, produciendo un fango grumoso masivo.

Los sedimentos más finos, constituidos por fangos, más o menos calcáreos, caracterizan un medio de sedimentación submareal de muy baja energía. Estos sedimentos suelen estar bastante bioturbados y, en los más carbonatados, se reconocen microfacies que varían desde mudstones hasta packstones peletíferos y fosilíferos. La escasez generalizada en cuanto al número de especies encontradas, (casi exclusivamente ostrácodos, miliólidos y algunos bivalvos), parece corresponder a las facies de lagoon, dentro del cinturón de facies "plataforma restringida" de WILSON (1975).

La zona SW, delimitada por los afloramientos de Mota del Cuervo, Las Pedroñeras, Belmonte, Los Hinojosos y Quintanar de la Orden, presenta unas calizas y margas muy fosilíferas (packstones de bioclastos), caracterizadas, sobre todo, por la presencia de ostréidos. Este tramo, hacia el N, presenta características análogas. Sin embargo, la persistencia de la dolomitización, y una mayor escasez de fauna, parece reflejar un cierto confinamiento. Ahora bien, en la zona más fosilífera aparecen foraminíferos planctónicos que nos indican una invasión marina más importante. Los ostréidos generalmente están en posición "de vida", afectados en ciertas ocasiones por perforaciones de esponjas del tipo Cliona -que actualmente no se encuentran en condiciones litorales con exposición subáerea (KAUFFMAN y SOHL, 1973)- y tienen restos de serpulidos adheridos a la concha. Estos bancos de ostréidos se interpretan como adosados a la línea de costa en zonas muy someras ("Fringe reefs" de STENZEL, 19 ). El paso al tramo

superior margoso supone una disminución brusca de la fauna, atribuible a un aporte de material detrítico en suspensión que podría destruir los dedicados mecanismos de filtración de estos organismos. A pesar de todo, la presencia de ostréidos, gasterópodos y equínidos, aunque menos abundantes que en el tramo calcáreo, apoyaría la idea de que durante la deposición del tramo más arcilloso no existe una variación importante del medio sedimentario. Estas facies, hacia el N, siguiendo la directriz de Altomira, se hacen dolomíticas y menos fosilíferas, como ya hemos indicado. Esto parece corresponder a un cierto confinamiento de ese área, con sedimentación más restringida, manifestada por dicha dolomitización y escasez de fauna, junto con la presencia de estructuras de desecación ("shrinkage"), superficies ferruginizadas sucesivas, etc.

La mineralogía de las arcillas de esta parte superior admite la interpretación de un medio restringido (lagoon somero) ya que, como hemos mencionado anteriormente, en esta unidad aparece la montmorillonita e interestratificados irregulares illita-montmorillonita, con desaparición de la caolinita hacia el techo y una bajísima cristalinidad de la illita.

Al NE de la región estudiada, es posible reconocer sedimentos formados bajo un régimen energético mayor. Corresponden a las calcarenitas de pseudoolitos y bioclastos que aparecen en la zona superior de la unidad estudiada. Además de una mayor abundancia y variedad de fauna respecto de los términos inferiores, se observa la aparición esporádica de rudistas y políperos. Existen también capas de calcarenitas de pseudoolitos con estratificación cruzada a gran escala. Esto podría interpretarse como una sedimentación más próxima al borde de la plataforma en forma de barrera, análoga a los "lóbulos de derrame" ("spillover lobes") descritos por BALL (1967), formados durante momentos de energía más alta, tales como fuertes tormentas. El material suele estar formado por granos revestidos. Son peloides o granos microfíticos redondea

dos, más o menos poligénicos, de unos 0,25 mm. GINSBURG y JAMES (1974) han visto que este tipo de granos se forman a profundidades de al menos 10 m., mientras que los ooides (con revestimiento concéntrico) se forman a menos de 5 m. Estos últimos granos se han encontrado en los límites de la zona estudiada, algo más al E.

Dentro de esta distribución de las facies en la unidad estudiada sería interesante incidir en el análisis de las secuencias descritas en el capítulo correspondiente. Sin embargo, la realización de un estudio detallado se hace difícil a causa de la escasez y mala calidad de los afloramientos. Por otra parte, los ciclos se presentan generalmente incompletos y la dolomitización ha oscurecido en gran manera el reconocimiento de las estructuras sedimentarias, lo cual contribuye a la mayor dificultad de un estudio completo.

En la alineación definida por los afloramientos de Santa Quiteria - Puebla de Almenara - Villaescusa de Haro se observan secuencias que registran una sedimentación que se va haciendo más somera de una manera periódica ("shallowing-upward sequences").

Este tipo de secuencias fue descrito por primera vez en 1917 por KLÜPFEL (FÜCHTBAUER, 1974), quien reconoció secuencias correspondientes a medios marinos someros del tipo: caliza (techo) → marga → arcilla. Posteriormente, se han sucedido numerosos trabajos sobre secuencias en carbonatos (WELLS, 1956; FISCHER, 1964; COOGAN, 1969; PURSER, 1972; READ, 1973, 1974; LAPORTE, 1975). Existen distintas denominaciones dadas a estas secuencias, tales como "regressive sequence", "shoaling-upward sequence", "fill-in sedimentation" y "shallowing-upward sequence". Dado que el significado no siempre es el mismo, y que se pueden dar serias confusiones en su uso, convenimos con la idea de JAMES (1979) de utilizar la última expresión "shallowing-upward sequence" como la más indicada. De acuerdo con este autor, los

depósitos carbonatados, debido a su carácter autóctono, se acumulan en mayores cantidades que el valor de la subsidencia de la plataforma sobre la que se sedimentan. El resultado son depósitos que repetidamente alcanzan el nivel del mar, llegando a sobrepasarlo. Como consecuencia, se produce una secuencia característica de sedimentos, en la que cada unidad se deposita en agua progresivamente más somera. FÜCHTBAUER (1974) y WILSON (1975) apuntan, además, la posibilidad de que en la cuenca se produzcan sucesivas subsidencias, bruscas y discontinuas, con decrecimiento progresivo.

En la Fig. 30 se hallan representados el modelo de secuencias "shallowing upward" propuestas por JAMES (1979), otro tomado a partir de los esquemas de LAPORTE (1975) y el elaborado por nosotros en base a los datos expuestos.

La secuencia tipo se ha establecido en base al reconocimiento de las características que indican una cierta exposición aérea. La posición de tales facies, normalmente consideradas como intermareales y supramareales, aunque no tengan por qué corresponder estrictamente a invasiones marinas con periodicidad diaria, dentro de la secuencia, facilitan la interpretación de las litologías adyacentes dentro de una sucesión lógica.

La parte superior está caracterizada por la presencia de una laminación milimétrica irregular, cuya formación estaría directamente relacionada con un control algar. Ocasionalmente se presentan superficies ferruginizadas en el techo. También son característicos los intraclastos micríticos aplanados y las huellas de desecación, que a veces terminan con la separación de pequeñas capas centimétricas, finamente laminadas. Es frecuente una porosidad de tipo "birdseye". Asimismo, son comunes los pseudomorfos de evaporitas. A medida que descendemos, la laminación es paralela y, a gran escala, puede presentar estratificación cruzada, que supondría una acreción de los depósitos según la pendiente ori-

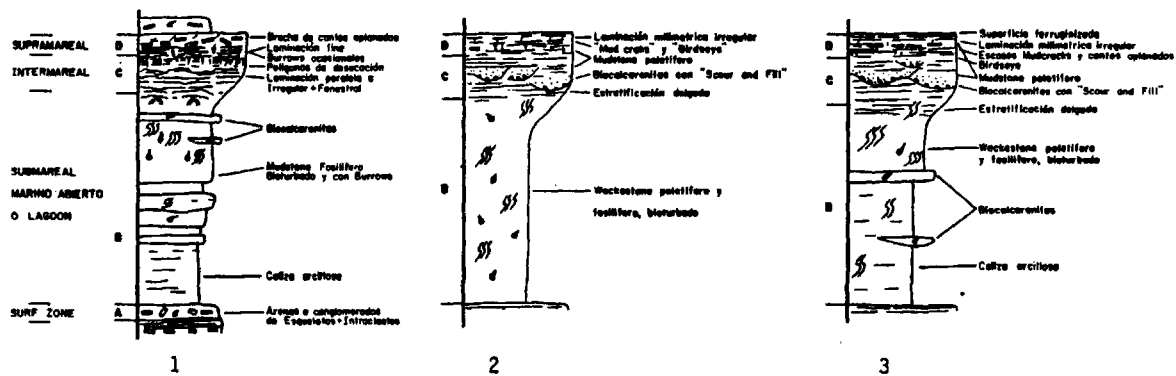


Fig. 30. Esquema de las secuencias "shallowing upward"

- 1) Según JAMES (1980)
- 2) Modificado de LAPORTE (1975)
- 3) Basado en datos propios

ginal de la costa (Lám. II,2). Esta unidad, típicamente intermareal, suele estar atravesada, por depósitos de rellenos de canal ("scour and fill"), constituidos por calcarenitas mal clasificadas, a veces incluso fangosas. Normalmente están compuestos por fragmentos de conchas de moluscos, peloides e intraclastos.

Los depósitos submareales están peor caracterizados a causa de su homogeneización por los organismos; son fangos peletíferos y algo fosilíferos. El contenido arcilloso suele ser importante, indicando su característica de ambiente de baja energía.

Estas secuencias corresponderían, por lo tanto, a llanuras mareales con cierta energía, o playas de bajo gradiente y granulometría fina. En una zona más al SW, alrededores de Mota del Cuervo, la mayor abundancia de biocalcarenitas, así como de laminación fina irregular, podría corresponder a una zona de llanura mareal más próxima al continente, con menor desarrollo de las facies submareales. Por el contrario, hacia el E y NE, aunque son pocos los datos existentes, se observa un engrosamiento de las capas y oscurecimiento de las secuencias. Esto posiblemente correspondería a las facies algo más profundas, fundamentalmente submareales o de lagoon. A veces se reconocen pequeñas secuencias formadas por una pelmicrita homogénea que hacia la parte superior presenta "ripples" de oleaje, terminando por una laminación milimétrica de carácter algar, lo cual podría significar una secuencia regresiva de lagoon.

En resumen, siguiendo la evolución representada en la Fig. 31, tenemos que la sedimentación carbonatada se inicia progresivamente sobre los depósitos de la unidad de arcillas verdes en la parte nororiental de la zona estudiada, continuando sobre las arenas de la Formación "arenas de Utrillas" hacia la suroccidental. Por tanto, las "arenas de Utrillas", provenientes del continente, muy posiblemente presentan un retrabajamiento marino, al menos en su parte superior, la cual pasaría lateralmente hacia las arcí-



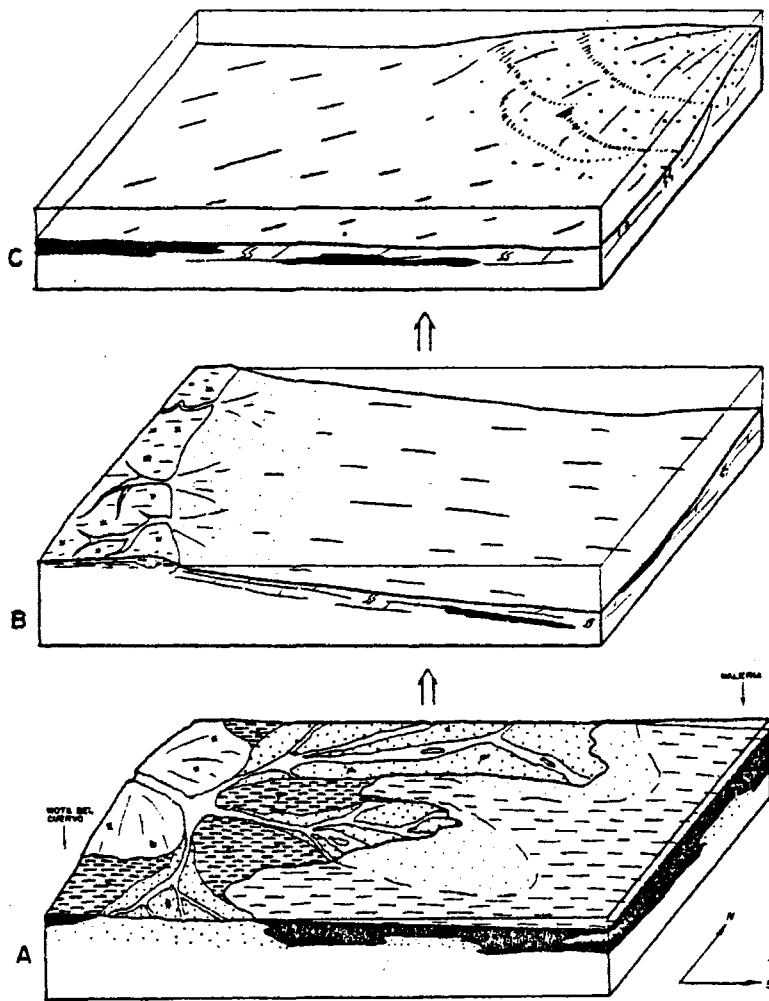


Fig. 31. Evolución sedimentológica de la cuenca durante el Cenomaniense

llas verdes, que se formarían por decantación en una zona transicional, ya con clara influencia marina. La sedimentación carbonatada se consolida en un sentido general E-W, estabilizándose las condiciones durante la formación de las secuencias "shallowing-upward" en la zona W, con un dominio más restringido en la zona SW, y el desarrollo de un lagoon somero hacia el E y NE. Posteriormente, se realiza un nuevo avance en el mar, con una progradación de las facies de lagoon hacia el W, con características marinas más claras, reflejadas en la formación de calizas y margas muy fosilíferas, mientras que hacia el E y NE se sitúan una serie de bancos de carácter oolítico.

### 3.2.8. Procesos diagenéticos

Las principales transformaciones que han sufrido estos materiales van a ser tratadas en este apartado. Dedicaremos una atención especial a los problemas de dolomitización y dedolomitización, a causa de su importancia en esta unidad.

#### 3.2.8.1. Dolomitización

Hasta ahora no ha habido estudios específicos sobre el problema de la dolomitización de estos materiales, mencionándose únicamente el término "dolomías" como característica litológica. Para la Serranía de Cuenca, MELENDEZ HEVIA (1971, p.75), al referirse a la estratigrafía del Cenomaniense, dice textualmente: "Aunque generalmente se trata de dolomías puras, algunos niveles son más calcáreos, carácter que aumenta en dirección NE, donde incluso aparecen algunos niveles de calizas prácticamente nada dolomíticas". En la p. 199 sigue .... "su carácter predominantemente dolomítico sugiere condiciones más o menos aisladas del

mar libre, con escasez de fauna, que sólo hacia el techo, con la aparición de facies calcáreas, se hace abundante". Por otra parte, VIALARD (1973, p.233), al referirse a las condiciones de sedimentación del Cenomaniense, dice: "Dans une région occidentale, situé à l'W des Montes Universales et de la Serranía meridionales, les dépôts ont été entièrement dolomitisés. Il s'agit de dolomies secondaires formées sous une faible tranche d'eau". Vemos, por tanto, que ambos autores parecen asociar el carácter dolomítico a unas condiciones de sedimentación particulares, aunque la génesis no quede aclarada.

Teniendo en cuenta las consideraciones establecidas en el capítulo 1.2.2.2, referentes al estado actual de los conocimientos concernientes a la dolomitización, vamos a intentar conocer cómo y cuando se produjo dicho proceso en esta unidad.

Las características que presentan estos materiales, en base a los datos de campo y de laboratorio, se han resumido en el Cuadro IV.

En conjunto, estas mismas características son las atribuidas por DEFFEYES et al. (1965), MICHARD (1969), FÜCHTBAUER (1974), FOLK y LAND (1975), CHILINGAR et al. (1979), para las dolomías normalmente denominadas como penecontemporáneas. Esto se ve apoyado por el hecho apuntado por MELENDEZ HEVIA (1971) de la presencia y aumento de los niveles calcáreos hacia el NE de la Serranía de Cuenca.

Los datos paleoclimáticos de que disponemos, aunque escasos, también apoyan la existencia de períodos con una intensa evaporación. Aparte de la formación de pequeños cristales de evaporitas, de los cuales sólo se conservan sus moldes debido a un lavado posterior, el afloramiento de restos vegetales fósiles descrito por GAIBAR PUERTAS (1962) proporciona datos muy interesantes. Este autor, a partir de la litología y de las plantas fós-

C U A D R O    I V

Estratificación regular

Capas decimétricas

Secuencias de tipo "shallowing upward"

Superficies ferruginizadas en el techo de algunas secuencias

Laminación cruzada de pequeña escala

Laminación ondulada ("wavy lamination")

Laminación criptálgar

Bioturbación

Porosidad móldica de pseudomorfos de evaporitas

Porosidad móldica de bioclastos y peloides

Estructura "birdseye"

Textura deposicional reconocible

-- Micritas, pelmicritas, biomicritas, intrapelmicritas

-- Mudstones, wackestones, packstones, (grainstones)

Residuo insoluble irregular y alto ( 3-95% )

Fauna marina restringida; fragmentos de moluscos, ostrácodos,  
miliólidos

Tamaño cristalino micrítico

Microesparitización

Dedolomitización poco frecuente



siles encontradas, supone un clima relativamente cálido con estaciones húmedas. Actualmente estamos realizando un estudio detallado de este yacimiento, en colaboración con la Dra. Álvarez Ramis y, aunque todavía no disponemos de unos resultados definitivos, parece haber una estrecha relación con el yacimiento de Torrelaguna, Madrid (ÁLVAREZ RAMIS y DOUBINGER, en prensa). El biotopo asociado sería un bosque de coníferas, fundamentalmente *Frenelopsis*, que soportaba condiciones extremas de aridez y calor, con cortos períodos favorables durante los cuales las plantas podrían efectuar su desarrollo. Por otro lado, MARTÍN PARRA (1979), en base a criterios mineralógicos y petrológicos, deduce para la sedimentación de la formación "arenas de Utrillas" un clima subtropical estacional, con una marcada estación seca.

La existencia esporádica de algunos feldespatos autigénicos, junto con los pseudomorfos de evaporitas, indicaría unas condiciones hipersalinas que favorecen la formación de dolomita como mineral evaporítico (FRIEDMAN, 1980).

Todas estas consideraciones son favorables para que se produjese una dolomitización penecontemporánea, con preservación de la textura calcárea original, por lo que el reemplazamiento se produjo volumen a volumen, con un tamaño cristalino extremadamente fino. La interpretación sedimentológica, efectuada en el capítulo anterior, apoya la idea de una sedimentación restringida. Para que la dolomitización se produjera, se requerirían unas determinadas condiciones de salinidad y una relación Mg/Ca suficientemente alta. La intensa evaporación causaría una elevación de la salinidad en las aguas intersticiales, y la precipitación de yeso, o incluso de la misma calcita, facilitarían el aumento del valor Mg/Ca. Estas condiciones se mantuvieron por períodos de tiempo variables, entre influjos de nuevo sedimento y de agua de mar, lo cual supondría un nuevo aporte de Mg. La extensión de la dolomitización en grandes áreas estaría ayudada por esta tendencia a disminuir de la sedimentación carbonática.

### 3.2.8.2. Dedolomitización

Aunque es un proceso cuantitativamente poco importante, el estudio petrológico efectuado revela la existencia de diversas texturas de dedolomitización. Los datos obtenidos presentan interés de cara a la posible relación existente entre las distintas texturas y la posición que ocupan en la serie. En la Fig. 32 se resumen estas características que vamos a comentar seguidamente.

El primer tipo de textura que interpretamos como debida a un proceso de dedolomitización está ligado a los niveles más arenosos, en los términos inferiores de la unidad. Se observan texturas de "cementación" por cristales poiquilíticos de calcita, que engloban a varios granos detríticos (Lám. 9,2). Esta textura se interpreta como de dedolomitización, debido a que es frecuente su asociación a manchas de formas irregulares de dolomicrita primitiva que ha quedado como relictos de la matriz original (Lám. XII,1) (Fig. 32, A).

Otro tipo textural es el que se desarrolla por medio de un frente, a través de las paredes de venillas o grietas rellenas de calcita esparítica y que penetran algunos milímetros a través de la masa de dolomicrita, produciendo un reemplazamiento parcial de la misma (Fig. 32, B).

Un tercer tipo de dedolomitización estaría relacionado con el límite de las facies dolomíticas y las calcáreas de la zona SW. La sucesión estratigráfica está constituida por una parte inferior compuesta fundamentalmente por dolomas microcristalinas; una parte media, de transición, recrystalizada, de seudoesparitas con relictos de pequeños cristales de dolomicrita o dolomicroesparita (Fig. 32, C); y la superior de calizas fosilíferas, con la textura deposicional ligeramente afectada por recrystalización.

El cuarto tipo está en relación con la dedolomitización que afecta, de una manera generalizada, a la unidad suprayacente (equivalente a las "dolomías Ciudad Encantada"). El límite inferior de dicha superficie de dolomitización es irregular, afectando a esta unidad en la zona NW de la región estudiada (ver columnas de Villaescusa de Haro, Puebla de Almenara, Casas Luján). La dedolomitización está presente en forma de un mosaico de pseudosparita con numerosos relictos rómbicos de dolomita. A veces se dan estadios intermedios con dedolomitización centrífuga parcial, manteniéndose los bordes originales de los cristales de dolomita, pero con el núcleo calcificado (Lám. XII, 2) (Fig. 32, E).

Por último, y en relación con el límite de dolomitización antes mencionado, es posible encontrar texturas que reflejan el inicio de dicha dolomitización. Se presentan los rombos "flotando" en biomicritas; dichos rombos aparecen siempre dedolomitizados y están constituidos por un mosaico de cristales de microsparita (Lám. XII, 3) (Fig. 32, D). Las texturas son análogas a las descritas por EVAMY (1967).

A partir de las texturas expuestas anteriormente, podemos suponer que la dedolomitización se ha producido, muy posiblemente, por distintos mecanismos.

Los trabajos de DE GROOT (1967) demostraron que la dedolomitización se produce únicamente bajo condiciones superficiales. Esto está aceptado por la mayoría de los autores, por lo que casi siempre se le atribuye un origen telogénético o, en algunos casos, relacionado con discontinuidades estratigráficas. KATZ (1971) apoya un posible origen de la dedolomitización durante la diagénesis temprana (eogénesis).

Las dos primeras texturas descritas anteriormente no presentan ningún control estratigráfico, sino más bien relacionado con la porosidad de los carbonatos. En la Lám. XII, 4 vemos cómo

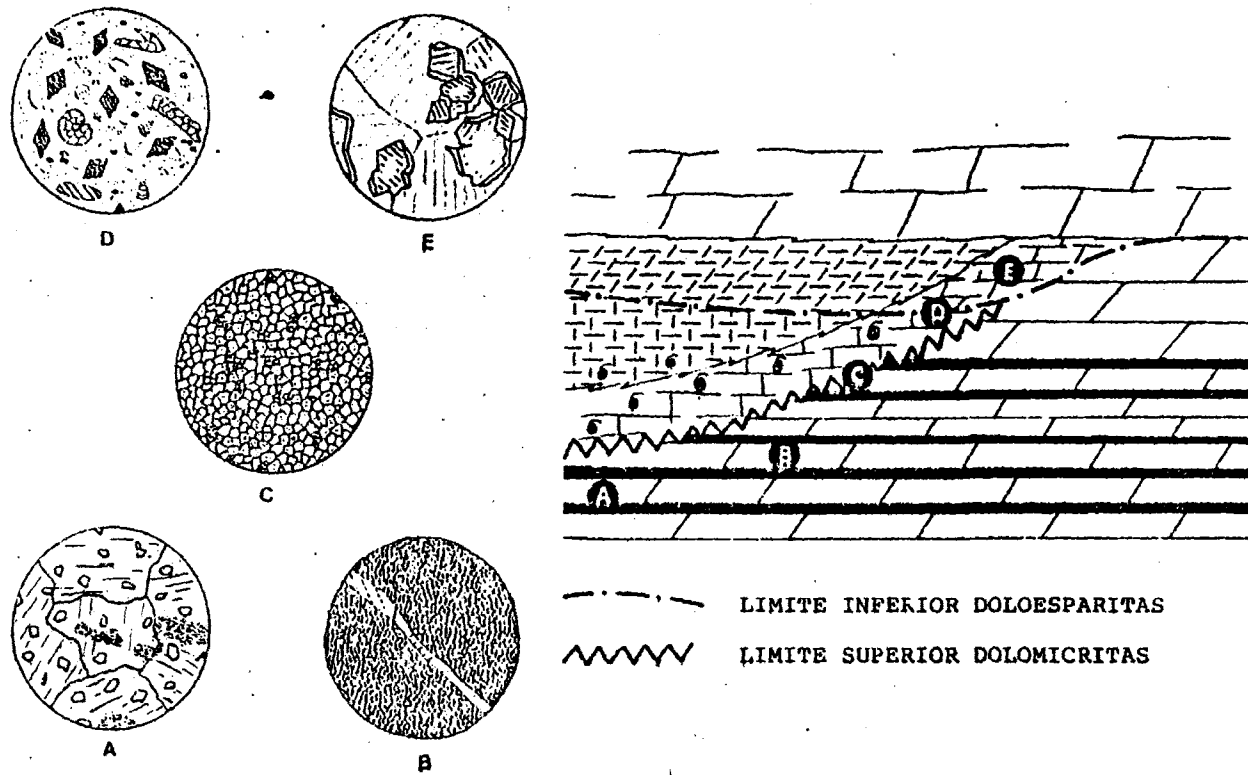


Fig. 32. Diferentes texturas de dedolomitización (ver comentario en el texto)



la textura diagenética presenta un bandeo perpendicular a la estratificación, con cementación de calcita por acción de las aguas percolantes. Los tipos de dedolomitización asociados a estas texturas parecen indicarnos un origen telogenético a causa de las aguas meteóricas superficiales (escorrentía).

El tercer tipo presenta una mayor complejidad. El cambio litológico que supone el tránsito de las dolomías casi azoicas a las calizas fosííferas suprayacentes parece ser debido a una variación de las condiciones de sedimentación, que al mismo tiempo supusieran una distinta mineralogía estable en dichas condiciones. Por otra parte, hay que tener presente que en las calizas fosííferas existe una importante superficie ferruginizada, la cual podría relacionar la dedolomitización con una interrupción sedimentaria.

Las últimas texturas descritas están relacionadas entre sí, ya que pertenecen al límite inferior de la dolomitización que afecta, fundamentalmente, a la unidad suprayacente, por lo que serán estudiadas en el siguiente capítulo.

### 3.2.8.3. Otros procesos diagenéticos

En este apartado nos vamos a referir a otros procesos diagenéticos, característicos en los materiales de esta unidad.

Disolución. En los niveles calcareníticos es frecuente reconocer una porosidad móldica, debida a la disolución parcial de sus componentes, fundamentalmente bioclastos y peloides, conservándose una envuelta micrítica que los rodea (ver Lám. X, 7 y 8). Esta disolución selectiva está basada, de acuerdo con los numerosos autores que han estudiado este tema, (ver BATHURST, 1975), en la diferente solubilidad que presentan los distintos minerales de los

sedimentos carbonatados. Las fases metaestables, aragonito y calcita magnesiánica, son las más solubles. Según CHAVE et al. (1962) la solubilidad relativa de la calcita magnesiánica aumenta con una mayor fracción molar de  $MgCO_3$ . FAIRBRIDGE (1967) señala que otro mecanismo de disolución de los carbonatos puede deberse a la acción de organismos, los cuales con la removilización del sedimento lo oxigenan y la acción de ácidos orgánicos, debidos a la descomposición de la materia orgánica, provocan un aumento de la  $P_{CO_2}$  con un descenso brusco de pH, haciendo posible la disolución de los carbonatos. Texturas análogas a las encontradas por nosotros se describen en FÜCHTBAUER (1974), quien atribuye la disolución selectiva a la acción de las aguas meteóricas, cuya diferente saturación sobre la calcita magnesiánica y el aragonito permitiría que los componentes aragónicos se disolvieran, permaneciendo la envuelta micrítica posiblemente formada por calcita magnesiánica (Lám. XII,5). En nuestro caso se observa una gran analogía con este último mecanismo. Es muy posible que la acción de las aguas meteóricas en estas calcarenitas, interpretadas como características de una sedimentación intermareal en pequeños canales fluctuantes que esporádicamente quedarían secos, produjera una disolución selectiva de sus componentes, resultando la textura antes comentada.

Micritización. Es otro proceso bastante común en estos materiales. Las transformaciones diagenéticas posteriores hacen que sea difícil establecer un origen claro sobre la forma en que se ha producido dicho mecanismo. Por ello, utilizaremos el término de micritización en sentido puramente descriptivo; es decir, una transformación de aloquímicos en micrita, por un proceso que puede o no ser especificado (de acuerdo con KAHLE, 1977).

En general, se observa la formación de una envuelta micrítica alrededor del aloquímico correspondiente. Esta envuelta juega un papel fundamental en los estadios posteriores, ya que es la responsable de mantener rígido el esqueleto o armazón del sedi-

mento, al producirse la disolución de los aloquímicos (Lám. XII, 5).

Existen diversos mecanismos que pueden producir la micritización. El más generalizado es el proceso denominado "perforación y relleno" ("boring and infilling"). BATHURST (1966) lo explica por una sucesión de hechos consistentes en una perforación inicial del sustrato, seguida de la muerte del organismo perforador, concluyendo con el relleno de la perforación por micrita, a causa de un proceso inorgánico o posiblemente relacionado con al gas. En la Lám. XII, 6 vemos como una partícula de carbonato ha sido intensamente atacada por microorganismos, provocando la for formación de una envuelta micrítica que podíamos denominar destruc tiva. Sin embargo, también se han observado envueltas construc tivas debidas a la acción de microorganismos. Aunque generalmente se atribuyen condiciones marinas para la formación de éstas envueltas micríticas constructivas, CALVET (1979) analiza y explica su formación en un medio vadoso continental. La interacción de ambas envueltas, destructivas y constructivas, seguida de una evolución diagenética que produjera una recristalización, produciría texturas análogas a la Lám. XII, 7, según explica CALVET (1979).

Otro tipo de micritización, descrito por RANDAZZO et al. (1977), es el que comienza por el interior y presenta un desarrollo centrífugo progresivo hacia el exterior. De ésta manera, se llega a micritizar completamente el aloquímico. En la Lám. XII, 8 se puede reconocer un relicto de foraminífero prácticamente destruido, pero en el que aún puede distinguirse la estructura primitiva de las cámaras. Este hecho nos manifiesta que muchos de los granos considerados como peloides pueden haber sido restos de organismos micritizados. Tal observación coincide con la de BATHURST (1975), quien afirma que, posiblemente, la mayor parte de los peloides no fecales en los sedimentos de las Bahamas son restos de esqueletos micritizados.

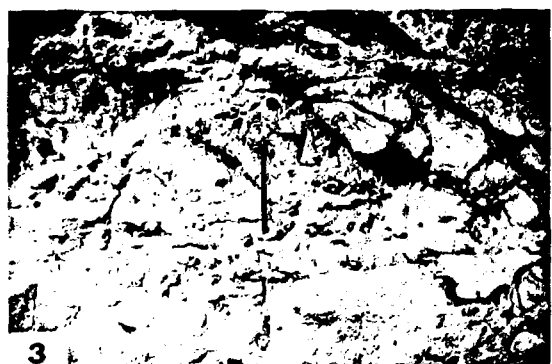
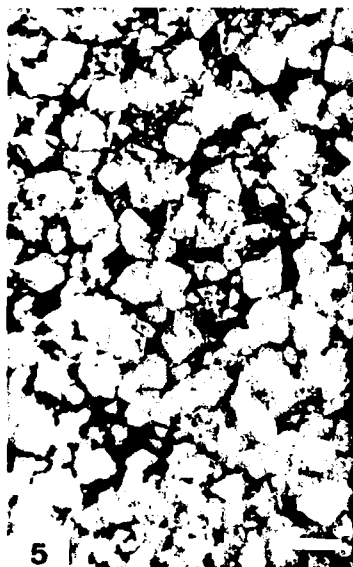
119

L A M I N A S

UNIDAD "DOLOMIAS Y MARGAS DOLOMITICAS CENOMANIENSES"

L A M I N A   I I

- 1.- Vista del afloramiento de Saelices CN-III Madrid - Valencia. Dolomías bien estratificadas alternando con margas dolomíticas.
- 2.- Detalle de dicho afloramiento con laminación irregular de posible control algar.
- 3.- Conductos de bioturbación predominantemente horizontales en dolomías con laminación paralela.
- 4.- Textura fenestral debida a desecación en el techo del tramo dolomítico.
- 5.- Sección de romboedros de dolomita en un mosaico poiquilotópico de calcita. Muestra atacada con ClH y teñida con Alizarina. Escala = 0.2 mm.



L A M I N A    I I I

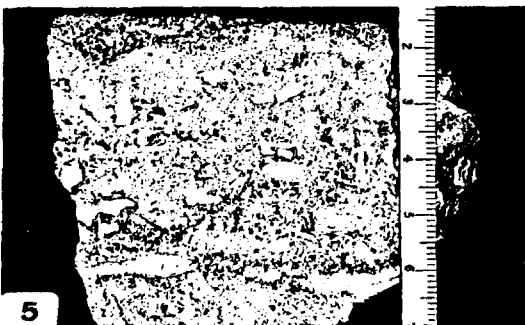
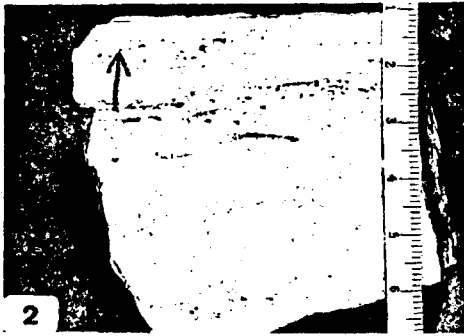
- 1.- Secuencia de ciclos de somerización a techo ("shallowing upward sequence"). Santa Quiteria.
- 2.- Detalle de esta secuencia. La inclinación de las capas en el ciclo central indica una acreción lateral hacia el ángulo superior derecho





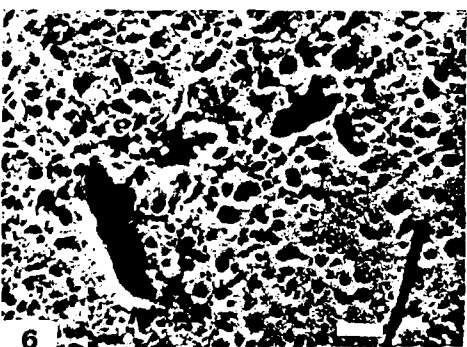
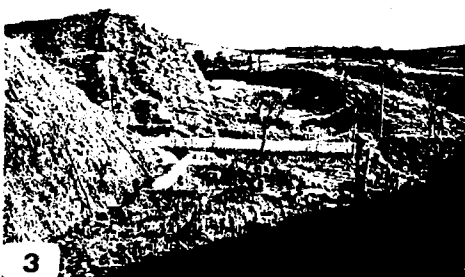
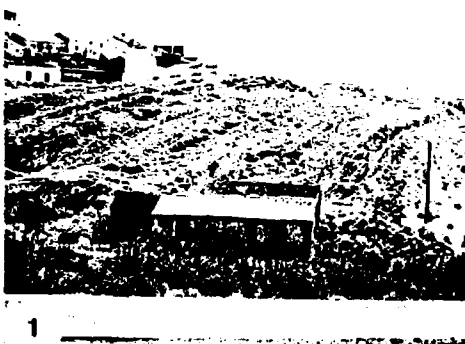
L A M I N A IV

- 1.- Superficie ferruginizada, de gran extensión lateral, que separa el tramo dolomítico del margoso en la unidad "Dolomías y margas dolomíticas cenomanienses".
- 2.- Desarrollo de laminación algar en el techo de los ciclos. Sección pulida.
- 3.- Secuencias mal definidas de ciclos negativos. Ermita de la Virgen del Valle, Mota del Cuervo. Sobre la Formación "arenas de Utrillas" (U) hay un nivel de arcillas verdes de 30 cm. (A) y a continuación la secuencia dolomítica.
- 4.- Superficie ferruginizada con moldes de bivalvos. Mota del Cuervo.
- 5.- Dolomía arenosa con abundantes intraclastos de formas aplanadas.
- 6.- Microfacies de la muestra anterior. Escala = 3 mm.



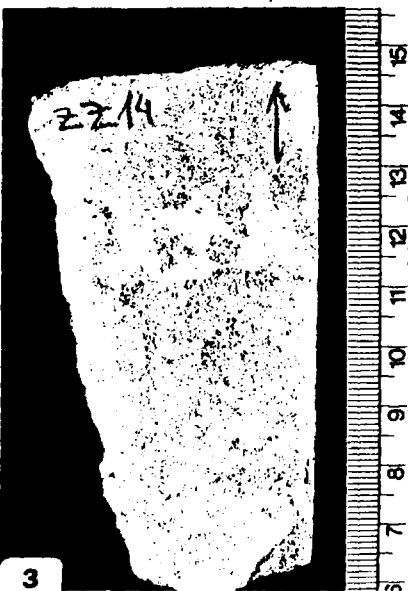
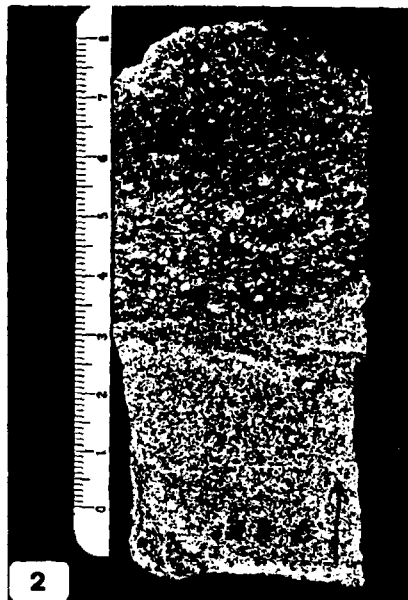
L A M I N A V

- 1.- Vista del afloramiento de Villaescusa de Haro. Se reconocen secuencias de ciclos de somerización a techo.
- 2.- Detalle de estos ciclos. En la parte superior se reconocen biocalcarenitas con laminación ligeramente cruzada.
- 3.- Tramo margoso del techo de la unidad "Dolomías y margas dolomíticas cenomanienses".
- 4.- Laminación algar y texturas de desecación en el techo de un ciclo de somerización a techo. Carretera de Villarejo de Fuentes a Almonacid del Marquesado.
- 5.- Calcarenita con porosidad móldica de bioclastos y peloides, situada debajo de la laminación algar de la fotografía anterior. Sección pulida.
- 6.- Detalle de la porosidad móldica. Sección pulida.



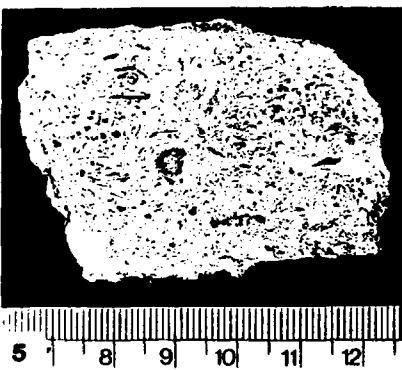
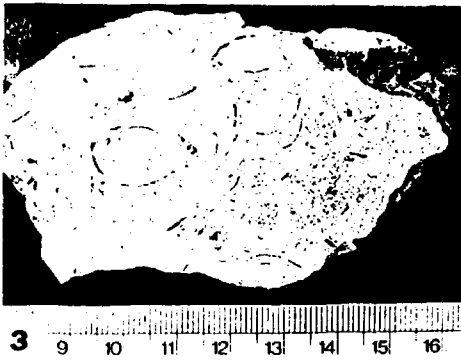
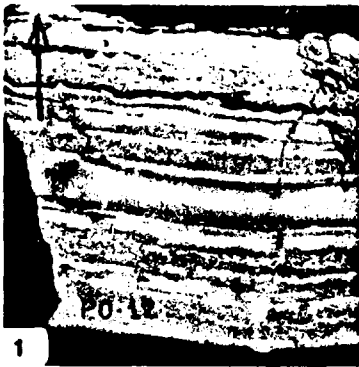
L A M I N A VI

- 1.- Laminaciones milimétricas irregulares de origen algar. Zafra de Záncara.
- 2.- Calcarenita arenosa con laminación cruzada de pequeña escala. Zafra de Záncara.
- 3.- Textura de removilización del sedimento por organismos (bioturbación) en dolomicritas arenosas. Zafra de Záncara.
- 4.- Secuencia negativa constituida por una pelmicrita bioturbada con desarrollo de una laminación algar hacia el techo. Castillo de Garcimuñoz. Longitud de la flecha = 10 cm.



L A M I N A VII

- 1.- Laminaciones milimétricas a centimétricas que suponen la separación entre las facies micríticas y las peletíferas. Pozo-amargo. Longitud de la flecha = 2.2 mm.
- 2.- Vista de la unidad "Dolomías y margas dolomíticas cenomanienes". Los bancos superiores masivos marcan el comienzo de la unidad turoniense. "Hoz del río Gritos", Valeria.
- 3.- Lumaquela de bivalvos con las conchas parcialmente disueltas. Valeria.
- 4.- Calcarenita peletífera que pasa a micritas laminadas hacia el techo. Valeria.
- 5.- Dolomía bioclástica con secciones de bivalvos y políperos. Valeria.
- 6.- Microfacies de la muestra de la fotografía anterior. Packstone biopelmicrítico (la mitad derecha está teñida).  
Escala = 3 mm.





L A M I N A VIII

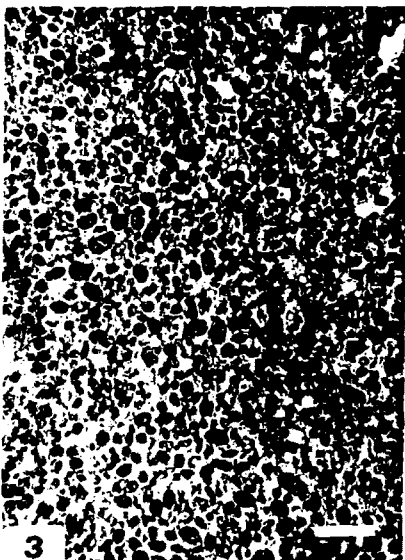
- 1.- Estratificación cruzada de gran escala en calcarenitas de la parte superior de la unidad "Dolomías y margas dolomíticas cenomanienses". "Hoz del río Gritos", Valeria.
- 2.- Microfacies correspondiente a una muestra de la fotografía anterior. Packstone - grainstone de peloides. Escala = 3 mm.
- 3.- Detalle de la fotografía anterior. Peloides bien seleccionados sin estructura interna. Escala = 1 mm.
- 4.- Grainstone oolítico y bioclástico. Los ooides presentan envueltas bien diferenciadas. (El tercio inferior está teñido). Arguisuelas. Escala = 2 mm.



1



2



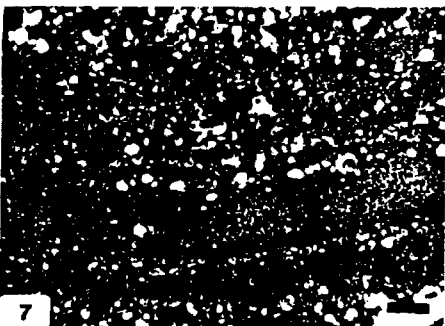
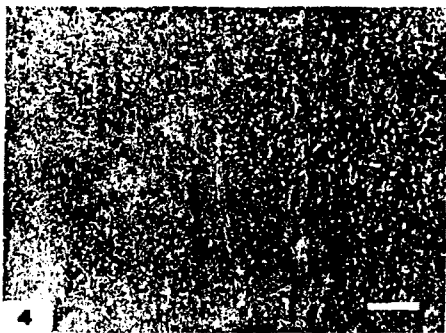
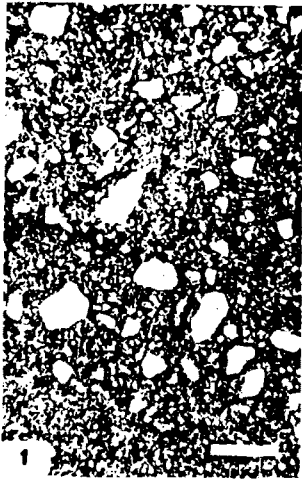
3



4

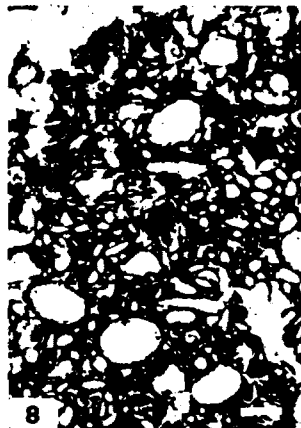
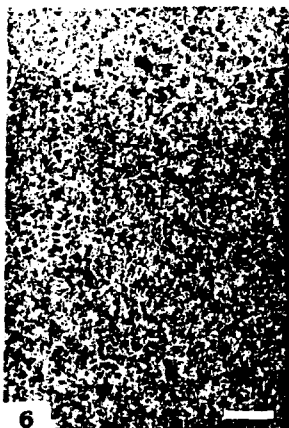
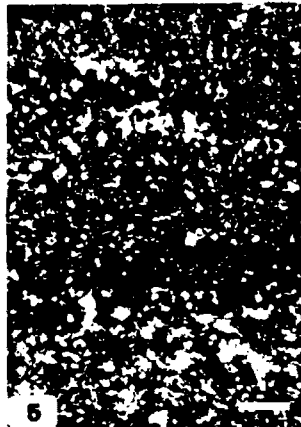
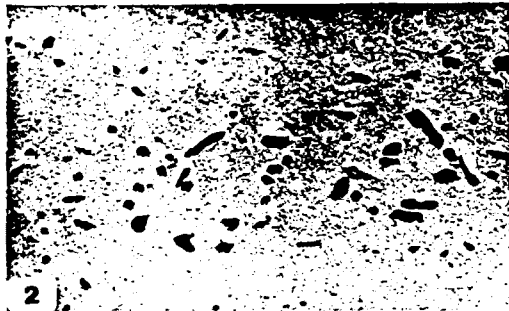
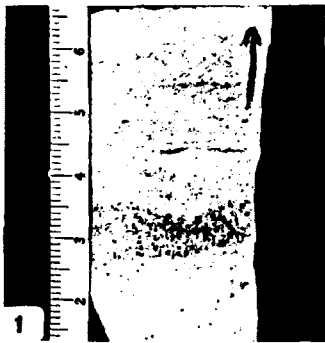
L A M I N A IX

- 1.- Dolomicrita arenosa. Nótese la bimodalidad en el tamaño de los detríticos. Escala = 2 mm.
- 2.- Mosaico poiquilotópico de calcita, muy posiblemente de dedolomitización. Escala = 0.2 mm.
- 3.- Dolomicrita arenosa con textura de removilización por organismos. Escala = 3 mm.
- 4.- Dolomicrita de aspecto grumelar con peloides y terrígenos irregularmente distribuidos. Escala = 2 mm.
- 5.- Dolomicrita finamente laminada. Escala = 2.5 mm.
- 6.- Dolomicrita laminada con textura fenestral e inicio de grietas de retracción. Escala = 3 mm.
- 7.- Detalle de la fotografía anterior. Escala = 1 mm.



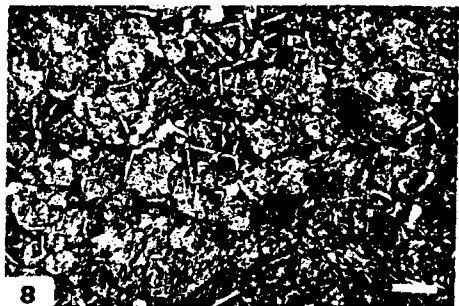
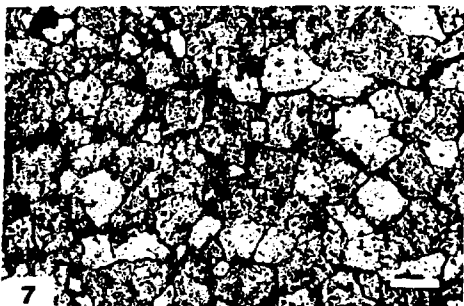
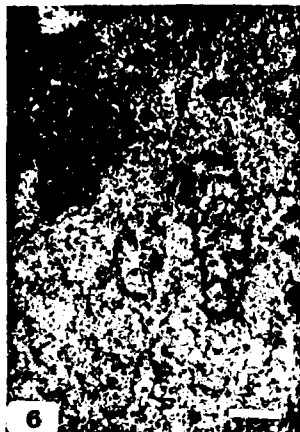
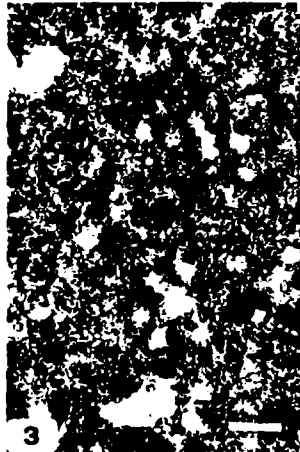
L A M I N A X

- 1.- Poros m6ldicos de cristales de evaporitas en dolomicrita con laminaci6n irregular.
- 2.- Detalle de la Fot. anterior. Escala = 3 mm.
- 3.- Peloides e intraclastos en dolomicrosparita con terr6genos. Escala = 0.2 mm.
- 4.- Dolopelmicrita con laminaci6n producida por la alternancia de peloides y terr6genos. Escala = 2 mm.
- 6.- Peloides claros y oscuros bien diferenciados. Escala = 3 mm.
- 7.- Porosidad m6ldica producida por la disoluci6n de gran n6mero de componentes, en general redondeados (peloides ?). Escala = 2 mm.
- 8.- Otro caso an6logo al de la Fot. anterior. la envuelta micr6tica mantiene r6gido el armaz6n y permite reconocer la forma del componente primitivo. Escala = 0.5 mm.



L A M I N A X I

- 1.- Textura de desecación con abundantes intraclastos de formas aplanadas. Escala = 2 mm.
- 2.- Packstone bioclástico algo recristalizado. Escala = 2 mm.
- 3.- Dolobiomicroita recristalizada. Las cámaras de los foraminíferos pueden reconocerse a pesar de la recristalización existente. Escala = 0.1 mm.
- 4.- Dolobiosparita con numerosos ostrácodos, peloides e intraclastos. Se observa cierta orientación de estos componentes. Escala = 0.5 mm.
- 5.- Fragmentos de bivalvos recubiertos por un borde de cristales equigranulares de dolomita, el resto son grandes cristales de calcita esparítica. Escala = 0.2 mm.
- 6.- Cristales irregulares de seudoesparita englobando un relicto de foraminífero. Escala 0.1 mm.
- 7.- Doloesparita en un mosaico equigranular hipidiotópico. Escala = 0.1 mm.
- 8.- Textura análoga a la anterior, pero afectada por una intensa dedolomitización que conserva, únicamente, los bordes de los primitivos cristales de dolomita (la calcita está teñida). Escala = 0.2 mm.

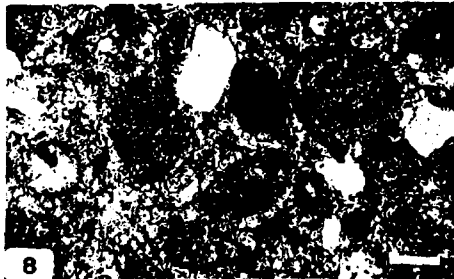
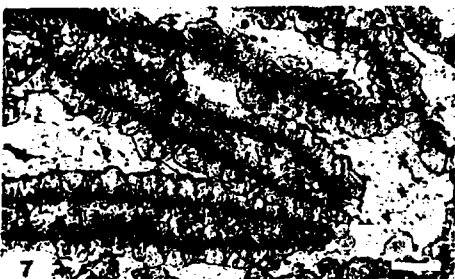
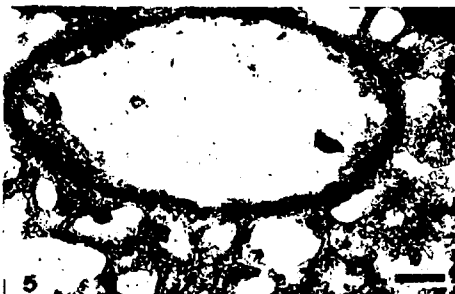
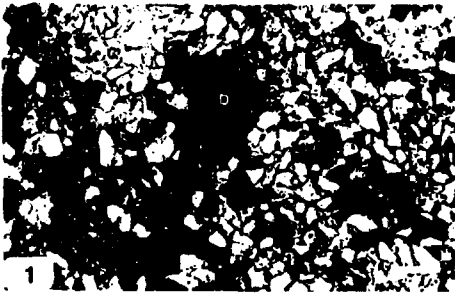




L A M I N A   X I I

- 1.- Textura de dedolomitización. Las manchas oscuras corresponden a relictos de dolomicrita (D), mientras que los grandes cristales claros que engloban a los detríticos son de calcita poiquilotópica (C). Escala = 0.2 mm.
- 2.- Dedolomitización en forma de "manchas" irregulares. C = calcita, D = dolomita. Escala = 0.2 mm.
- 3.- Secciones de primitivos romboedros de dolomita ahora constituidos por un mosaico de calcita microcristalina. Escala = 0.2 mm.
- 4.- Bandeado diagenético perpendicular a la estratificación. Origen de dedolomitización y cementación telogenéticas por aguas meteóricas superficiales.
- 5.- Envuelta micrítica de un componente disuelto. Dicha envuelta es la que mantiene rígido el armazón del sedimento. Escala = 0.1 mm.
- 6.- Bioclasto afectado por una micritización destructiva rodeado de granos intensamente micritizados. Escala = 0.1 mm.
- 7.- Interacción de envueltas micríticas, destructivas y constructivas, con posterior recristalización. Escala = 0.1 mm.
- 8.- Componentes micritizados. A veces se observa una textura difusa que permite reconocer las cámaras de foraminíferos. Escala = 0.1 mm.

141



### 3.3. UNIDAD "DOLOMIAS Y CALIZAS TURONIENSES"

#### 3.3.1. Descripción

Está constituida, fundamentalmente, por dolomías cristalinas de tonos verdes y rosados, parcialmente dedolomitizadas, sin texturas deposicionales claramente visibles. Sin embargo, hacia el S-SE, pasan lateralmente a calizas blanquecinas fosilíferas, cuya textura deposicional presenta normalmente una buena conservación.

Generalmente están mal estratificadas. En algunas ocasiones se pueden reconocer potentes bancos métricos, que llegan a presentar posibles estratificaciones cruzadas o acreciones laterales a gran escala. Otras veces, tienen superficies, que varían desde formas más o menos planas, hasta curvas o abombadas, muy características.

#### 3.3.2. Extensión geográfica

En toda la región de estudio se presenta esta unidad, si bien, como ya hemos indicado, es únicamente en la zona S-SE donde se localizan las calizas fosilíferas superpuestas a las dolomías cristalinas.

Las dolomías cristalinas equivalen a las denominadas "Dolomías Ciudad Encantada" por MELENDEZ HEVIA (1972) para la Serranía de Cuenca.

#### 3.3.3. Estudio de los principales afloramientos

La monotonía litológica de esta unidad, unida a la escasez de estructuras sedimentarias conservadas, por una parte y, por otra,

las malas condiciones de afloramiento, -al ser muy pocos los lugares donde esta unidad está completa-, hacen que no hayamos considerado oportuna la representación de las columnas estratigráficas. Por ello, realizaremos una descripción de las principales características de dichos afloramientos, así como de las texturas observadas en lámina delgada, réplica de acetato ("peel"), o sección pulida de las muestras recogidas. Seguiremos un orden geográfico similar a la de la unidad anterior, con lo cual, serán descritos en primer lugar los afloramientos cuyos materiales han sufrido una total dolomitización y, por último, aquellos cuya parte superior se ha mantenido con las texturas deposicionales.

Saelices: Talud de la carretera nacional Madrid-Valencia, a su paso por esta población (lugar ya citado para la unidad infrayacente).

Esta unidad está constituida litológicamente por dolomías masivas, de aspecto arenoso, más o menos cementadas por calcita esparítica. Aparentemente son azoicas; sin embargo, se han podido extraer dos equínidos bastante bien conservados de la parte inferior de la unidad. La mala calidad del afloramiento impide su estudio más detallado.

En la zona de Santa Quiteria, al N de Saelices, este tramo de dolomías presenta cierta estratificación, aunque mal definida. Es allí, también, donde se ha podido medir la potencia aproximada de esta unidad, estimada en unos 20 m.

#### Casas Luján

Sobre el tramo margoso, característico de la parte superior de la unidad infrayacente, se sitúan 15 m. de dolomías de aspecto arenoso, cuya textura granuda se reconoce fácilmente con la lupa, ya que están formadas por romboedros de dolomita de tamaño arena.

Dentro de la unidad se encuentran nódulos de Fe, dispersos, sin una posición estratigráfica clara dentro del conjunto masivo. Termina en un tramo margoso semicubierto, que lo consideramos como la base de la siguiente unidad por su relación con el resto de las series.

Petrográficamente están constituidas por mosaicos de cristales romboédricos de dolomita, de decenas y hasta centenas de micras de diámetro. El conjunto suele estar afectado por una dedolomitización, de tal manera que los cristales de dolomita, de formas idiomorfas a subidiomorfas, pueden aparecer dispersos o concentrados, dando lugar a texturas "en manchas", bien claras cuando se observan las secciones delgadas teñidas (Lám. XIII,1).

#### Puebla de Almenara

El techo del tramo margoso-dolomítico de la unidad inferior pasa, de una manera gradual, a las dolomías cristalinas, típicas de esta unidad. Es característico el aspecto arenoso y masivo de este tramo, observándose con la lupa los cristales romboédricos de dolomita. La potencia total de este tramo es de unos 16 m. Esta medida es aproximada, puesto que también el techo presenta un tránsito gradual a las margas dolomíticas amarillentas, consideradas como base de la siguiente unidad.

Petrográficamente estos materiales están constituidos por un mosaico equigranular de rombos de dolomita, parcialmente dedolomitizados. La calcita se encuentra, bien en forma de grandes cristales poiquilótópicos de esparita que engloban a los rombos de dolomita, o bien formando parte de la dedolomitización del interior de los cristales de dolomita. En la Lám. XIII,2 se observa como la dedolomitización parece ser centrípeta, creciendo hacia el interior del cristal. En general, se observan impurezas con una distribución irregular, no estando exclusivamente asociadas

al núcleo de los rombos. A veces se observa una transición gradual en la densidad o número de rombos dentro de la textura poiquilótópica. Esto podría indicarnos un avance de esta última por dolomitización, haciendo desaparecer los relictos de dolomita.

#### Nota del Cuervo

En el mismo afloramiento en que se describió la unidad infrayacente la serie continua, después del tramo margo-arcilloso, con unas dolomías beige-verdosas, de aspecto arenoso, sin estratificación visible. Podemos decir que están constituidas, análogamente a las descritas anteriormente, por "arenas" de romboedros de dolomita, más o menos cementadas por calcita esparítica.

El límite inferior es poco neto, estando definido únicamente por el aumento del contenido en carbonatos respecto a los terrígenos. Aunque en menor abundancia que en el tramo margoso, persiste la macrofauna en la parte basal. Las conchas están muy mal conservadas y, en ocasiones, totalmente disueltas. Además de los frecuentes restos de los ostréidos, se reconocen otros bivalvos, equínidos y gasterópodos. La microfauna no se ha conservado, seguramente debido al gran tamaño cristalino del reemplazamiento.

Aunque este tramo es difícil de medir, debido a las variaciones graduales de sus límites, podemos decir que los primeros 8 m. son más compactos, formando un ligero resalte en el terreno; los 20 m. restantes están bastante cubiertos, si bien los distintos barrancos que atraviesan el flanco W del anticlinal permiten asegurar que se trata también de dolomías cristalinas, verdoso-anarillentas, menos compactas por ser algo más margosas, y con intercalaciones arcillosas que se hacen cada vez más frecuentes hacia el techo. También se observan esporádicas silicificaciones en forma de nódulos. Las arcillas están compuestas mineralógicamente por illita, montmorillinita e interestratificados illita-montmori-

llonita.

Petrográficamente estas dolomías están formadas por un mosaico de rombos de dolomita, con tamaños normalmente comprendidos entre 50 y 150  $\mu$ . Forman texturas equigranulares idiotópicas a hipidiotópicas. Se observa también cierto contenido en arcilla y óxidos de Fe, así como escasos cuarzos aleuríticos dispersos. Los rombos parecen estar a veces algo deformados, y suelen contener impurezas distribuidas irregularmente en su interior.

Es frecuente una dedolomitización centrífuga, a partir del núcleo de los cristales, manteniendo el zonado rómbico (Lám. XIII, 3). Dicha dedolomitización suele presentar una textura de reemplazamiento por cristales de calcita, que pueden estar o no en continuidad óptica con el cristal de dolomita anterior. En ocasiones, la dedolomitización es total, apreciándose un mosaico de seudoparita con relictos de rombos, marcados por las impurezas en el borde de los primitivos cristales (Lám. XIII, 4).

#### Belmonte

En el afloramiento que existe a unos 3 Km. de esta población, siguiendo la carretera a Rada de Haro, se puede observar cómo esta unidad se dispone sobre el tramo margoso del techo de la unidad infrayacente. De características análogas a los anteriores afloramientos, está compuesta por dolomías recristalizadas, parcialmente dedolomitizadas, de tonos rosados. La estratificación es muy difusa, presentando, en general, un carácter masivo. Existen nódulos de óxidos de Fe con desigual repartición. Hacia el techo, se reconocen restos de rudistas, muy mal conservados y parcialmente silicificados. El estudio petrográfico revela que están constituidos por dolomías casi totalmente dedolomitizadas. Las texturas más comunes son los mosaicos de calcita inequigranular xenotópica. Generalmente, se observa un "fondo" de relictos de rom-

· bos de dolomita, de 50 a 150 , formados por multitud de pequeños cristales de pocas micras que le confieren un aspecto más sucio (Lám. XIII, 5 y 6).

#### Villaescusa de Haro

Continuando la serie estratigráfica donde la unidad infra yacente ya descrita, sobre el tramo margoso se disponen unos 20m. de dolomías cristalinas de aspecto arenoso. El contacto inferior es bastante neto, a escala de afloramiento, pero, en detalle, se observa que el techo margoso está constituido por cristales de dolomita sueltos y mezclados con cierta cantidad de arcilla. En la parte basal aparecen algunos cuarzos, de tamaño aleurita a arena fina.

Las dolomías presentan un aspecto masivo, con planos de estratificación poco frecuentes y bastante discontinuos. Los tonos son verdosos y rosados. Los verdosos corresponden a las dolomías, mientras que los rosados, generalmente más compactos, pertenecen a las dolomías dedolomitizadas.

En lámina delgada, ésto se refleja en que los primeros - aparecen formando mosaicos de dolomita de unas 100 a 250  $\mu$  (Lám. XIII, 7), con algo de arcilla entre ellos, mientras que los segundos suelen ser de calcita xenotópica inequigranular, a veces poiquilotópica, con relictos de primitivos cristales rómbicos de dolomita transformados a calcita (Lám. XIII, 8).

La dedolomitización parece estar controlada por grietas o venillas que se rellenan de calcita esparfítica, actuando posteriormente como frentes de dedolomitización.



### Zafra de Záncara

A lo largo de todo el anticlinal donde se situa esta población, es fácil observar esta unidad de dolomías cristalinas, debido a los grandes resaltes que forma. El tránsito a la unidad in frayacente es bastante neto, aunque sin existir el tramo margoso de separación que es tan característico a lo largo de toda la Sierra de Altomira. Comienza con grandes bancos bien definidos, cuya estratificación pasa a desaparecer lateralmente.

La serie, realizada en su flanco SW, presenta los primeros 6,5 m. relativamente masivos, en un gran resalte, observándose algunas capas que se acuñan lateralmente. Los siguientes 9 m. son algo más compactos, con aspecto bastante masivo, aunque a veces se adivina cierta estratificación. Siguen 5 m. de dolomías de aspecto arenoso. A continuación, 8 m. con abundantes grietas rellenas de calcita y óxidos de Fe. También se aprecian fragmentos de rudistas muy mal conservados en la parte superior de este tramo. Por último, 10 m. muy masivos en un fuerte resalte morfológico. La potencia total de la unidad en este punto es de 38,5 m.

Si bien las estructuras sedimentarias están muy mal conservadas, debido a las transformaciones diagenéticas, en la parte basal se observa, localmente, una intensa bioturbación, manifestada por la presencia de numerosos conductos ("burrows") de 2 ó 3 cm. de diámetro (Lám. XIV,3). Además de una estratificación aparentemente paralela, se pueden distinguir morfologías "abombadas" de estructura interna masiva, que podrían corresponder a bioconstrucciones locales de rudistas, ya que éstos son los únicos restos que se pueden distinguir ((Lám. XIV,4).

Petrográficamente son similares a las descritas en los anteriores afloramientos. Se trata de dolomías de textura equigranular idiomorfa, constituida por rombos de dolomita de 80 a 200  $\mu$ . Es frecuente una textura brechoide a partir de grietas rellenas de calcita poiquilotópica (Lám. XIV,1). A veces parecen conservar-

se ciertos relictos de la textura deposicional, pero poco reconocibles (Lám. XIV,2).

#### Villares del Saz

En la carretera nacional Madrid-Valencia, unos 4 Kms. antes de llegar a esta población, se atraviesa un anticlinal cuyo núcleo aflorante está constituido por la parte superior de esta unidad.

Son dolomías recristalizadas, de análogas características a las descritas anteriormente. A veces presentan una estructura brechoide, en la que se pueden reconocer restos de rudistas muy mal conservados. Se reconocen mejor en lámina delgada, como se puede observar en la Lám. XIV,5 y 6.

Los tonos son verdosos y rosados, coincidiendo estos últimos con las facies dedolomitizadas.

#### Castillo de Garcimuñoz

En el kilómetro 6,700 de la carretera que va de Castillo de Garcimuñoz a Pinarejos esta unidad aparece íntegra. Debido a que ha sido descrita anteriormente por nosotros (FERNANDEZ CALVO et al. 1979), sólo nos limitaremos a hacer una síntesis.

Los primeros 33 m. son bancos dolomíticos, generalmente masivos, rara vez tableados. Varían entre dolomicritas, dolobiomicritas y dolobiopelmicritas. La fauna está constituida por gasterópodos, bivalvos y foraminíferos bentónicos. Aunque suelen estar algo recristalizadas, conservan bastante bien sus texturas deposicionales. Únicamente se observan procesos de dedolomitización que producen texturas brechoides. La dolomicrita está recristalizada en los bordes de los poros, que posteriormente se han rellenado de

cemento esparfítico de calcita (Lám. XV,1).

Los 32 m. restantes de la unidad están afectados por procesos de dolomitización y dedolomitización en forma de grandes cristales. La textura original se ha borrado en su mayor parte y únicamente se reconocen restos de rudistas muy mal conservados. Esporádicamente aparecen, en la parte superior, silicificaciones en forma de nódulos dispersos.

Las texturas cristalinas que presentan son bastante variadas, desde mosaicos equigranulares idiomórficos a xenotópicos, constituidos por romboedros de dolomita de decenas y hasta algunas centenas de micras. A veces, presentan pequeños cristales de dolomicrosparita de aspecto arrosariado (Lám. XV,2). La dedolomitización está más o menos desarrollada, pudiendo llegar a ser completa, dando lugar a texturas xenotópicas de grandes cristales equigranulares de calcita. El tamaño medio de los romboedros de dolomita es de unas  $100\mu$ . Las impurezas suelen ocupar el centro de los romboedros, pero, a veces, presentan una distribución irregular, tanto dentro de cada cristal como en su conjunto. En estos casos, parece existir una relación entre la distribución de impurezas y la textura original. En algunas muestras la presencia de restos de fragmentos de moluscos es más clara, al estar afectados por pequeñas silicificaciones de megacuarcos.

La unidad termina con un tramo margoso, blanquecino-verdoso, muy característico en esta zona, que normalmente se atribuye a la base del Senoniense, y que nosotros incluimos en la siguiente unidad.

#### Valeria

A lo largo de la zona conocida por "Hoz del río Gritos", situado entre Valera de Abajo y Valeria, existe un buen afloramiento

to de esta unidad, pudiéndose observar sus variaciones, tanto horizontales como verticales.

Consideramos el límite inferior en una superficie ferruginizada de bastante continuidad. Además, esta superficie marca una notable diferenciación morfológica, pues la unidad infrayacente presenta un menor resalte -debido a los niveles margosos-, mientras que las dolomías turonienses son más compactas, y forman paredes prácticamente verticales en toda esta zona.

Los primeros 25 m. son dolomías masivas, de aspecto sacaroideo, afectadas por una dedolomitización más o menos intensa. En la base son algo tableadas o ligeramente estratificadas y luego más masivas. Presentan erosión alveolar. A los 12 m. existe una superficie ferruginizada de cierta continuidad lateral.

Siguen 20 m. de dolomías masivas, parcialmente dedolomitizadas, a veces poco compactas, con concentraciones nodulares de óxidos de Fe dispersas en la masa calcodolomítica. Los últimos 5 m. presentan un fuerte resalte, reconociéndose abundantes fragmentos de conchas de rudistas muy recristalizados.

Termina con 2 m. de análoga litología, pero con un aspecto tableado. Por encima se sitúa el tramo margoso, que atribuimos a la base de la unidad suprayacente.

El estudio al microscopio de las muestras recogidas revela que esta unidad comienza por dolomías de textura equigranular idiomórfica, formadas por romboedros de 50 a 150  $\mu$ . La distribución de impurezas, así como de su tamaño cristalino, recuerda a un "grainstone" transformado. Siguen dolomías con texturas similares, afectadas en mayor o menor grado por procesos de dedolomitización, en forma de mosaicos de cristales inequigranulares de calcita xenotópica, cuya distribución en las láminas teñidas remarca un aspecto brechoide.

Esporádicamente se encuentran escasos cuarzos de tamaño aleurita.

En ocasiones, el centro de los rombos está hueco (Lám.15,3) ("hollow dolomite rhombs" de CHILINGAR et al., 1979) y su significado será discutido posteriormente.

Cuando se reconocen fragmentos de rudistas, es frecuente observar un recrecimiento de los cristales en los bordes de los poros correspondientes a la pared celular del organismo. Posteriormente se realiza el relleno de estos huecos por calcita esparítica (Lám. 15,4). A veces, los fragmentos de conchas se encuentran parcialmente silicificados por megacuarzo de formas idiomorfas.

En la parte superior, la dedolomitización es total, conservándose relictos de grandes rombos de dolomita (entre 100 y 300  $\mu$ ).

Dado que este afloramiento es de los más completos, entre los existentes en la región estudiada, hemos intentado profundizar en el análisis de las estructuras sedimentarias que se observan en esta unidad. Para ello, hemos combinado datos de campo con la realización de esquemas basados en fotografías de afloramientos concretos.

A primera vista, lo primero que destaca es que, aparte de las superficies de estratificación plano paralelas, son abundantes las formas abombadas y onduladas. En las láminas 19 y 20 vemos varios ejemplos de estas superficies de estratificación curvas.

Las formas pueden ser positivas o negativas en cuanto a su topografía original. Las positivas podrían corresponder a formas bioconstruidas (muy posiblemente de rudistas, pues son los únicos organismos reconocibles), y/o a formas de acumulación de material carbonatado (fragmentos de rudistas, otros organismos, ooli-

tos ....., es decir, grainstones y rudstones bioclásticos). En cuanto a las primeras, la bioconstrucción produce formas cuyo interior es masivo, con abundante porosidad de distribución irregular, producto de las intensas transformaciones sufridas, y que, por tanto, podrían tener una relación con la textura original (interior de rudistas, espacio entre ellos, ..... ). Las de acumulación, sin embargo, pueden presentar una estratificación interna más neta, debido a que se han formado a causa de una hidrodinámica importante (Lám. 19,2).

Las formas negativas corresponderían a los rellenos o colmataciones de las depresiones creadas por las positivas así como a canales entre las bioconstrucciones. Es difícil apreciar si, en algunas ocasiones, dichas formas se deben a erosión, pero, en general, las capas inferiores presentan una estratificación paralela a la superficie convexa, por lo que no parece existir una importante erosión. Las superficies ferruginizadas podrían indicar, sin embargo, emersiones esporádicas.

Hasta ahora, se han descrito los principales afloramientos en los que esta unidad litoestratigráfica informal está compuesta exclusivamente por dolomías, más o menos dedolomitizadas, pero cuya textura deposicional está borrada en su mayor parte.

Sin embargo, dentro de la zona estudiada, particularmente en la región S-SE, es posible reconocer que dichas dolomías pasan lateralmente a calizas fosilíferas blanquecinas, por medio de un frente de dolomitización irregular, generalmente neto, que interrumpe la estratificación, como se observa en la Lám. 15,5. En detalle, se observan, asociados a dicho frente, restos de caliza, que quedan incluidos en la dolomía sin haberse transformado (Lám. 15,6). A continuación, describiremos los afloramientos en los que esta unidad presenta un carácter mixto, es decir, con la parte inferior dolomitizada (siempre presente) y la superior, calcárea.

### Las Pedroñeras

Este afloramiento, indicado ya para la descripción de la unidad inferior, aunque está bastante cubierto, presenta características interesantes de comentar.

La unidad está constituida por 7 m. de dolomías cristalinas, muy dedolomitizadas, con la excepción del último banco de 1 m. que presenta un aspecto pseudoolítico. A continuación se sitúa el tramo margoso semicubierto, base de la unidad suprayacente.

Petrográficamente están constituidos por dolomías, dedolomitizadas prácticamente en su totalidad, con una pequeña proporción (menor del 1%) de terrígenos de cuarzo, de tamaño aleurita-arena fina. Dentro del mosaico de grandes cristales de pseudosparita se reconocen rombos de 50 a 100  $\mu$ , que se suponen primitivos cristales de dolomita. La textura suele ser bastante difusa y sucia, con un alto contenido en impurezas.

El último banco, que presenta el aspecto pseudoolítico, está formado por una pelbiosparita con textura grainstone. La recristalización hace que dicha textura sea bastante difusa. Más del 50% de los componentes son peloides. Presentan tamaños comprendidos generalmente entre 80 y 100  $\mu$ , estando formados, en general, por granos muy micritizados. La micritización afecta, además, a fragmentos de conchas, que presentan frecuentes perforaciones ("borings") rellenas del sedimento circundante (Lám. 16,3).

Los organismos determinados son: fragmentos de bivalvos y de equinodermos, algas, ostrácodos y foraminíferos bentónicos (textuláridos, *Cuneolina*).

El cemento está constituido por esparita intergranular y sintaxial alrededor de los fragmentos de equinodermos.

#### Carretera de Rada de Haro a Carrascosa de Haro

Junto a la carretera arriba mencionada, en una cantera de explotación de áridos para la construcción, y en la misma carretera, es posible reconocer el límite entre las facies recrystalizadas y las calcáreas deposicionales.

En síntesis, la parte inferior está constituida por dolomías totalmente dedolomitizadas, muy recrystalizadas, con tonos rosados. Luego existe un nivel de sílex, de aspecto opalino, de unos 20 cm., y siguen calizas fosilíferas blanquecinas, en las que se reconocen fácilmente numerosos fragmentos de conchas de rudistas.

Petrográficamente, la parte inferior está compuesta por cristales de pseudoesparita, en mosaicos inequigranulares xenotópicos con relictos de rombos, que indican su primitivo origen dolomítico (Lám. 16.4).

Las microfacies con textura deposicional varían desde wackes tonos hasta packstones. Son más frecuentes los últimos, presentando abundantes fósiles y peloides. Se han determinado: fragmentos de bivalvos (rudistas entre otros), gasterópodos, ostrácodos, algas (*Acicularia*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*). Los foraminíferos son esencialmente bentónicos (miliólidos, textuláridos, ataxophragmididos), reconociéndose los siguientes géneros *Ophtalmidium*, *Ataxophragmium*, *Guneolina*, *Bolivinosia*, *Dicyclina*, *Rotalina*, *Nummuloculina* y *Gaubertina*. También se reconocen escasos planctónicos, como *Pithonella*.

Estas microfacies suelen presentar comienzos de recrystal



zación en forma de manchas irregulares, dando una textura de aspecto "seudograinstone" (Lám.XVI,5).

La silicificación no sólo ocurre en el nivel opalino, sino que también se presenta sobre él en formas irregulares, afectando frecuentemente a las conchas de los rudistas (Lám.XVI,6).

#### La Alberca de Záncara

Al S del pueblo, por el camino de "Las Zorreras", a unos 2 Kms., aparecen bancos de tipo biostrófico con abundantes rudistas. Dichos bancos, de espesor más o menos métrico, se encuentran limitados por tramos algo margosos (Lám.XVI,1 y 2). Por debajo, pasan a las dolomías cristalinas, típicas de esta unidad. En las margas inferiores es posible encontrar rudistas en posición de vida, así como corales coloniales (Lám.XVII,1 y 2). Los bancos de rudistas antes mencionados están constituidos, fundamentalmente, por radiolíticos y caprinidos. Asimismo, se reconocen gasterópodos. La parte superior, bastante silicificada, está formada por una biocalcirrudita recristalizada. Por encima se sitúan las margas que suponen el tránsito a la unidad suprayacente.

El material recogido en este afloramiento (rudistas y corales esencialmente) está siendo estudiado por el Prof. Pons, de la Universidad Autónoma de Bellaterra (Barcelona), quien nos ha podido adelantar la determinación de:

*Durania arnaudi*, CHOFFAT  
*Radiolites peroni*, CHOFFAT

que proporcionan una edad Turoniense Inferior. Los caprinidos están siendo igualmente estudiados y, de momento, sólo existen datos de que pertenecen, en su mayoría, al género *Caprinula*, cuyas especies no pasan del Turoniense. Debido al interés de estos da-

tos se está llevando a cabo un estudio detallado, que será objeto de una nota conjunta.

Las microfacies de biocalcirruditas del techo de estos bancos están compuestas por grainstones de fragmentos de bivalvos (rudistas entre otros), gasterópodos y equinodermos. Estos bioclastos suelen estar bastante redondeados, y poseen una envuelta micrítica que facilita su reconocimiento (Lám. XVII,3). En ocasiones, la micritización llega a afectar por completo a los granos. Presentan un cemento de calcita esparítica intergranular y, localmente, sintaxial alrededor de los fragmentos de equinodermos.

En las proximidades de este afloramiento, en la carretera que conduce a Las Pedroñeras, junto al puente del río Záncara, las facies equivalentes están constituidas por biocalcarenitas con estratificación cruzada, y pequeñas silicificaciones nodulares con cierto control estratigráfico.

Las microfacies están compuestas por grainstones de microforaminíferos y peloides. Están bastante bien seleccionados, con tamaños medios de 0,1 a 0,35 mm. Normalmente, la micritización de los granos es intensa (Lám. XVII,4). A pesar de ello, se han podido determinar: fragmentos de bivalvos, equinodermos, ostrácodos, algas (*Thaumatoporella parvovesiculifera*) y foraminíferos bentónicos (textuláridos, miliólidos, ophtalmididos, ataxophragmídeos y lagénidos).

#### El Cañavate

En el anticlinal de El Cañavate llega a aflorar la parte superior de esta unidad. Si bien el contacto con la unidad inferior no es visible, el tránsito a las margas verdosas, base de la suprayacente, es bien claro, pudiéndose hacer observaciones de interés.

Al igual que en La Alberca de Zánacara, la parte inferior está constituida por dolomías cristalinas, parcialmente dedolomitizadas. Esporádicamente, se reconocen grandes fragmentos de rudistas mal conservados. Petrográficamente están formadas por una pseudoparita de dedolomitización, en la que hay frecuentes cristales rómbicos dispersos.

Sigue un pequeño tramo semicubierto, algo más margoso, y, a continuación, bancos calcáreos irregulares con numerosos fragmentos de grandes rudistas irregularmente distribuidos. Las microfacies son biopelmicritas, con textura que varía de Wackestone a packstone. Se pueden reconocer, además de los fragmentos de rudistas, otros bivalvos, equinodermos, ostrácodos, algas rodoíceas (Lám. XVII, 5), miliólidos, textuláridos, rotálidos, ophthalmídeos, ataxophragmídeos, *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Textularia*, *Minouxia* (?).

Algunos fragmentos de moluscos presentan perforaciones, posiblemente de esponjas.

A lo largo del anticlinal de Vara del Rey, también se pueden reconocer los bancos biostrómicos de rudistas, aunque están bastante recrystalizados y su extracción se hace difícil.

#### Pozoamargo

En esta región, concretamente en el mismo punto que el descrito para la serie de la unidad inferior, se ha realizado un muestreo para reconocer las microfacies de estos bancos de rudistas, que presentan características de campo análogas a las ya mencionadas.

En general, son biocalcirruditas con abundantes bivalvos (frecuentemente rudistas), gasterópodos, equinodermos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos (miliólidos, *Marssonella*). También aparece

intercalado un nivel de aspecto pseudoolítico constituido por una pelbiosparita, cuyos componentes presentan una intensa micritización.

El cemento es un mosaico de esparita intergranular, así como crecimientos syntaxiales sobre los fragmentos de equinodermos.

#### Sisante

En un barranco al N de Sisante, junto a la carretera que conduce a Tébar, aparece el techo de esta unidad, en facies calcáreas, con numerosos nódulos de sílex; la parte inferior, correspondiente a las dolomías, no aflora en esta localidad.

Son facies bastante micríticas, con cantidades variables de foraminíferos bentónicos y peloides, como componentes esenciales, además de la matriz micrítica, la cual está recristalizada por zonas, dando texturas de "seudograinstone".

Se han podido determinar: fragmentos de bivalvos, equinodermos, espículas de esponjas (Lám. XVII,6), ostrácodos, miolíticos, textuláridos, ophthalmídeos, ataxophragmídeos y algas dasycladáceas.

#### Alarcón

Este corte ha sido estudiado ya por nosotros (FERNANDEZ CALVO, et al. 1979). En síntesis, merece la pena destacar, una vez más, que la parte inferior de esta unidad está compuesta por unos 22 a 27 m. de dolomías masivas, afectadas en su parte superior por procesos de silicificación que serán estudiados en el capítulo correspondiente. Sobre estas dolomías, y en tránsito neto, están unos 25 a 30 m. de calizas blanquecinas, en bancos mé-

tricos, y sobre éstos, se sitúan las margas verdes de la unidad suprayacente.

El primer tramo está totalmente recristalizado y parcialmente dedolomitizado. Sus texturas, al microscopio, varían desde dolomías equigranulares idiotópicas a hipidiotópicas, hasta seudoesparitas de dedolomitización, con tamaño cristalino muy irregular.

Las calizas blanquecinas presentan frecuentemente un aspecto brechoide. Están formadas por wackestones y packstones de biomicritas con fragmentos de bivalvos (numerosas secciones de rudistas, entre otros), gasterópodos, equinodermos, ostrácodos, miliólidos, textuláridos, rotálidos, discórbidos, ophtalmídeos y ataxophragmídeos.

#### 3.3.4. Variaciones laterales y verticales

A modo de recopilación de lo expuesto en el apartado anterior, vamos a tratar de sintetizar las principales características de esta unidad, así como sus variaciones espaciales.

Conviene señalar de antemano, que, dada la escasez y mala calidad de los afloramientos, junto con las importantes transformaciones diagenéticas sufridas, no es posible tener un control muy detallado de la geometría de esta unidad.

En la Fig. 33 se presenta un mapa de isopacas de esta unidad. Debe tenerse en cuenta que su realización se ha efectuado en base a un escaso número de datos. A pesar de ello, creemos que es interesante para tener una primera aproximación de la distribución de espesores.

Parece claro el aumento generalizado de espesores hacia el

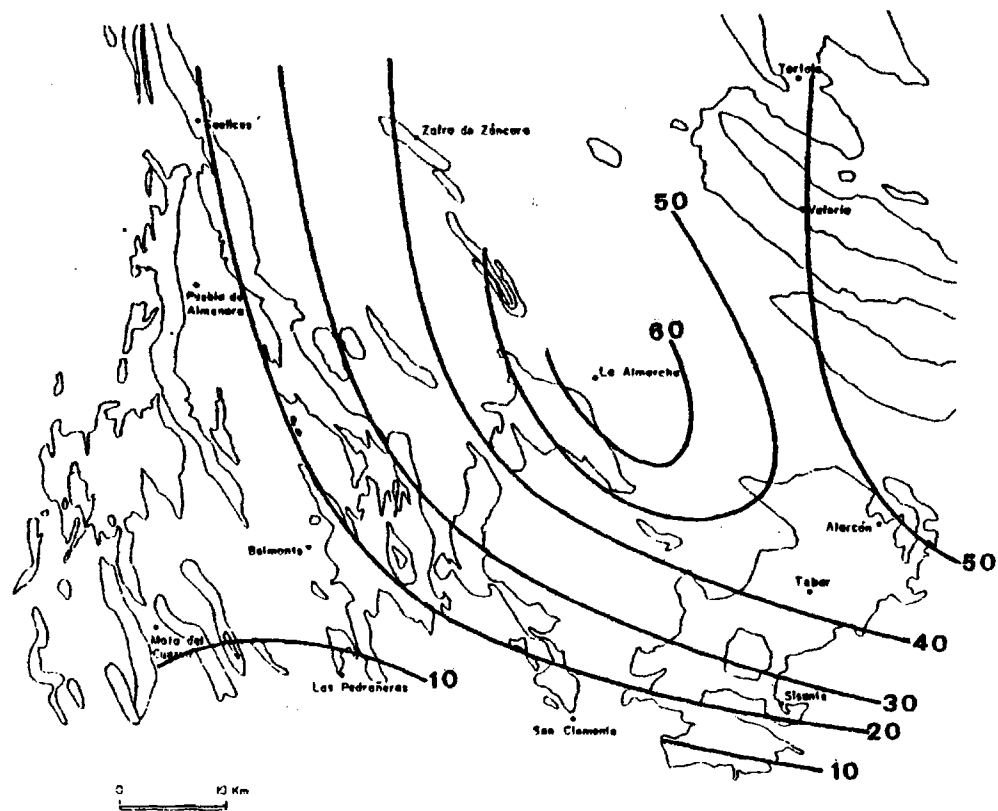


Fig. 33. Isopacas de la unidad "Dolomías y calizas turonenses"

NE, con un máximo en la región central. Si comparamos este mapa de isopacas con el de la unidad infrayacente, (Fig. 26), observamos que sigue la misma tendencia generalizada en el aumento de espesores.

La monotonía litológica es la característica fundamental de esta unidad. Se trata de dolomías cristalinas, verdosas y rosadas, afectadas por una dedolomitización variable. Sin embargo, en la zona S-SE, se observa un tránsito lateral a facies de calizas fosilíferas blanquecinas. El límite entre las facies totalmente dolomitizadas y las calizas deposicionales viene marcado por la línea de trazos en la Fig. 34. Hacia la parte inferior de dicha línea la superficie de dolomitización se "sumerge", dividiendo a la unidad en las dos litologías claramente diferenciadas. Dicha superficie o frente de dolomitización presenta, además, una estrecha relación con las concentraciones de sílex observadas en esta unidad, y cuyo estudio se hará más detallado en el capítulo de procesos diagenéticos.

El área donde se presentan con cierta abundancia las concentraciones de rudistas está especificado en la descripción de los afloramientos estudiados.

### 3.3.5. Microfacies

Se ha realizado un estudio petrológico detallado de unas 150 láminas delgadas correspondientes a esta unidad, con el objeto de determinar sus microfacies más significativas. Debido a las características litológicas y a la escasez de columnas completas de esta unidad, no se presentan valores cuantitativos de las microfacies diferenciadas, puesto que los valores serían erróneos a causa del tipo de muestreo efectuado.

Se han distinguido, primeramente, los carbonatos cuya textu-

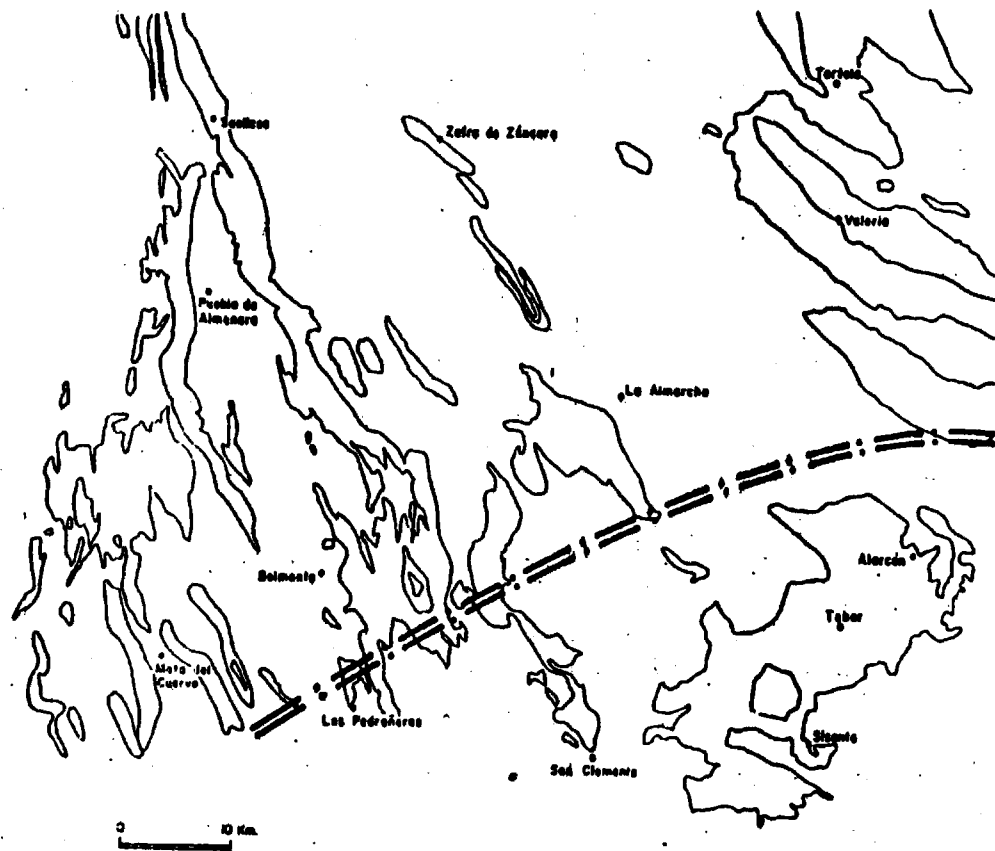


Fig. 34. Límite entre las facies totalmente dolomitizadas (arriba) y las calizas deposicionales (abajo) de la parte superior de la unidad "Dolomías y calizas turonienses"



ra deposicional se ha conservado, de aquellos cuyas transformaciones (dolomitización y dedolomitización) la han borrado. En conjunto, tenemos cinco tipos de microfacies características.

#### 3.3.5.1. Biocalcarenitas

Son grainstones de bioclastos y peloides. Normalmente, están asociados a carbonatos que presentan estratificación cruzada de mediana escala.

Los componentes más abundantes son foraminíferos bentónicos y peloides. Están bien seleccionados, con tamaños comprendidos entre 0,1 y 0,35 mm.

Los granos suelen presentar una intensa micritización, por lo cual muchos foraminíferos podrían confundirse con peloides. A veces se distinguen, debido a la conservación de una textura difusa que preserva las cámaras de dichos organismos (Lám. XVIII, 1).

La fauna que se incluye en estas microfacies está formada, fundamentalmente, por fragmentos de bivalvos (principalmente rudistas), equinodermos, ostrácodos, algas (*Thaumatoporella parvo-vesiculifera*) y foraminíferos bentónicos (miliólidos, ataxophragmídeos, ophtalmídeos, textuláridos y lagénidos).

Presentan una porosidad intergranular, si bien suele estar rellena por cemento esparítico, o también syntaxial alrededor de los fragmentos de equinodermos. Únicamente se ha reconocido cemento de textura fibrosa en el interior de un ostrácodo (Lám. XVIII, 2), y con mayores dudas en las cámaras de algunos foraminíferos.

#### 3.3.5.2. Biocalcirruditas

También son grainstones, como en el caso anterior, pero sus

componentes tienen tamaños normalmente superiores a 2 mm.

Las partículas corresponden, en su mayoría, a fragmentos de bivalvos (muy frecuentemente rudistas), gasterópodos y equinodermos. Suelen estar bastante redondeados, conservando un borde micrítico que facilita su reconocimiento. Rara vez la micritización llega a afectar por completo a los granos.

La porosidad más importante es la interpartícula, aunque también se reconoce porosidad secundaria, de disolución, en el interior de algunos bioclastos. Sin embargo, gran parte de los huecos originales existentes entre los componentes se han rellenado por cristales de calcita esparítica intergranular, cuyo tamaño cristalino aumenta hacia el interior del hueco. Los fragmentos de equinodermos suelen presentar cemento sintaxial a su alrededor.

El neomorfismo de estas microfacies es intenso, con una importante recristalización de sus componentes, los cuales preservan relictos de su textura original (Lám. XVIII,3).

### 3.3.5.3. Biopelmicritas

Sus texturas varían desde wackestones hasta packstones, siendo éstas últimas las más frecuentes.

La fauna existente es abundante y variada. Fundamentalmente, se trata de fragmentos de bivalvos (rudistas entre otros), gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos (miliólidos, textuláridos, ataxophragmídeos), habiéndose determinado los géneros: *Ophthalmidium*, *Ataxophragmium*, *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Bolivinopsis*, *Rotalina*, *Nummuloculina* y *Gaubriina*.

Presentan un contenido importante en peloides, de tamaños y

formas bastante irregulares, y que, en ocasiones, pueden interpretarse como foraminíferos micritizados, debido al reconocimiento de cámaras muy difusas.

Son frecuentes los fenómenos de neomorfismo agradante, confiriéndoles una textura de aspecto "seudograinstone" (Lám. XVIII,4).

#### 3.3.5.4. Micritas y Biomicritas

En este grupo hemos incluido los mudstones a wackestones con escasos fósiles (Lám. XVIII,5).

La fauna existente está compuesta por fragmentos de bivalvos, equinodermos, ostrácodos, algas dasycladáceas, espículas de esponjas y foraminíferos bentónicos (miliólidos, ataxophragmídeos, textuláridos, *Marssonella*) y escasos planctónicos (*Pithonellas*).

La matriz es una micrita bastante grumelar, con pequeños pe-  
loides difusos de 0,05 a 0,15 mm. de diámetro. Esta textura grumelar se debe, en ocasiones, a fenómenos de neomorfismo o recristalización irregular de la matriz por zonas.

#### 3.3.5.5. Seudoesparitas y Doloesparitas

En este grupo hemos incluido todas las microfacies que no presentan texturas deposicionales, debido a los sucesivos procesos de dolomitización y dedolomitización que han afectado a un volumen importante de esta unidad.

Cuando la dedolomitización es total, en las láminas delgadas se observan texturas en mosaicos inequigranulares xenotópicos, a veces con aspecto poiquilotópico, debido a que engloban relictos de cristales romboédricos de dolomita, de tamaños normal-

mente comprendidos entre 50 y 300  $\mu$ , transformados a calcita.

En los casos en que se conservan los cristales de dolomita como tales, éstos son bastante equigranulares, hipidiomorfos o idiomorfos, y suelen estar afectados por una dedolomitización más o menos intensa, la cuál suele comenzar por los núcleos de los romboedros, manteniendo el zonado cristalino.

Algunas veces, es posible reconocer la textura original, debido a la existencia de grandes fragmentos de conchas, normalmente de rudistas.

Es bastante frecuente la presencia de bordes de recrecimiento de dolomita "limpia", rodeando a las secciones rómbicas de los cristales de dolomita, con su interior parcialmente dedolomitizado, análogas a las descritas en CHILINGAR et al. (1979, p 436). (Lám. XVIII, 6).

### 3.3.6. Discusión e interpretación sedimentológica

En el capítulo de antecedentes se han revisado los conocimientos estratigráficos y paleogeográficos, existentes hasta la actualidad, sobre la sedimentación durante este período. En general, y para una amplia región—dentro de la cual se incluye nuestro área de estudio— se admite una sedimentación bajo un régimen estable en una extensa plataforma continental, con pequeñas modificaciones locales. También, de una manera generalizada, se acepta que, durante el tránsito Cenomaniense a Turoniense, tiene lugar una sedimentación en condiciones de mar abierto y de carácter pelágico.

Si nos restringimos a nuestro área de estudio, es fácil comprender, de acuerdo con los datos expuestos en los apartados ante-

riores de este capítulo, la dificultad existente para efectuar una interpretación detallada de esta unidad, a causa de la intensidad de las transformaciones postsedimentarias que han sufrido estos materiales.

En la Fig. 33 podemos observar que las directrices paleogeográficas generales de la cuenca se mantienen respecto de las existentes durante el Cenomaniense (Fig. 26), apreciándose una disminución clara de los espesores hacia el W y SW.

Las microfacies que conservan la textura deposicional, descritas en el apartado anterior, pueden interpretarse como correspondientes a una sedimentación de plataforma marina carbonatada, donde existen variaciones locales en el potencial energético que regula la distribución de sedimentos.

Dentro del contexto general de la plataforma, las facies de micritas y biomicritas con bajo contenido en partículas se formarían en zonas de baja energía, en las que es posible una mayor acumulación de fango calcáreo, junto con los foraminíferos bentónicos allí presentes (miliólidos,...); es decir, en las zonas tranquilas de la plataforma interna ("lagoon"). Sin embargo, las escasas biomicritas asociadas a foraminíferos planctónicos (*Pithonellas*) y a espículas de esponjas se situarían en zonas tranquilas, pero más externas, de mar abierto.

El grupo más abundante de microfacies lo constituyen los wackestones y packstones de biopelmicritas, y los grainstones de biocalcarenitas y biocalcirruditas. Estos últimos se formaron en condiciones de energía relativamente alta, siendo normal que presenten estratificaciones cruzadas. No es raro que, entre estas zonas de mayor energía, haya otras más deprimidas, de mayor tranquilidad, donde van a parar las partículas mezcladas con el escaso fango calcáreo existente. Estas zonas protegidas son consecuencia del efecto de pantalla ("baffle") que realizan las biocon-

trucciones de rudistas. Bajo esta situación, tendrfa lugar la formación de los wackestones y packstones de biopelmicritas.

La región donde la conservación de los rudistas es mejor corresponde al área de La Alberca de Záncara, Villar de Campos, Vara del Rey, Pozoamargo y Alarcón. Sin embargo, la recristalización que presentan es intensa.

Normalmente, se trata de asociaciones de radiolfitidos y caprínidos, cuyas bioconstrucciones no alcanzan importantes relieves. Suelen presentar formas planas, con bastante continuidad lateral (tipo biostromos). Aparecen, tanto asociados a facies micríticas, como a biocalcirruditas formadas casi exclusivamente por fragmentos de rudistas. Estas asociaciones son comunes en zonas de plataforma interna, así como en el margen de plataforma (WILSON, 1975). La presencia de algunos radiolfitidos en posición de crecimiento, aislados en niveles algo margosos, podría suponer una mayor influencia o proximidad al continente (zona de lagoon).

En La Alberca de Záncara, los rudistas se presentan junto con pequeñas colonias aisladas de corales. Dichos corales, normalmente, se encuentran agrupados en colonias de hasta unos 40 cm. de diámetro y con desarrollo radial. Esto indicaría su crecimiento a partir de un sustrato fijo, más o menos duro. Sin embargo, hemos recogido una colonia cuyo crecimiento se realiza en forma de capas más o menos concéntricas, dando una forma de "balón de rugby". Esto lo interpretamos como que dicha colonia no se desarrolló fija al sustrato, sino que éste era móvil, permitiendo el crecimiento de la colonia en distintas posiciones.

La asociación entre rudistas y corales, con un neto predominio de los primeros, ha sido citada por diversos autores. COATES (1977) supone que el dominio de los rudistas en aquella época pudo deberse a que la simbiosis entre los corales y las zooxante-

llas -algas unicelulares que favorecen la precipitación de carbonato (ver SCHUHMACHER, 1978)- no fué tan eficaz como la de los arrecifes coralinos actuales. A pesar de todo, piensa que existen varias pruebas de que las formas mayores de rudistas presentan zooxantellas en simbiosis con sus tejidos. KAUFFMAN y SOHL (1973), también subrayan la práctica ausencia de corales en el Cretácico, en favor de las rudistas, habiéndolos encontrado, únicamente, en pequeños "parches" arrecifales periféricos. Sobre la posición de esta asociación rudistas-corales dentro de la plataforma NEWELL (1971, en HECKEL, 1974) indica que, mientras los rudistas dominaban la parte interior de los complejos arrecifales, los corales y otras asociaciones de organismos incrustantes mantuvieron el predominio en las márgenes hacia el mar abierto.

Las grandes concentraciones de rudistas en esta unidad, nos proporcionan también, datos de interés sobre las características del medio y del ambiente en que se efectúa la sedimentación. Esta cualidad de "fósiles de facies" ha sido estudiada por varios autores. Entre otros, PHILIP (1972) supone que dicha sedimentación se realiza en plataformas, o en zonas de altos fondos, en mares cálidos, con salinidad marina normal, sin tolerar importantes variaciones de salinidad, y con poca profundidad.

La existencia de rudistas no sólo se manifiesta en las facies calcáreas de la región SE (Fig. 34). Hacia el N, incluso en las facies totalmente dolomitizadas, es posible observar numerosos restos de sus conchas, debido a que las gruesas paredes no han podido desaparecer durante la transformación. Además, las morfologías abombadas de las superficies de estratificación se interpretan como debidas a la existencia de bioconstrucciones, muy posiblemente de rudistas, ya que éstos son los únicos organismos reconocibles (Lám. XIX y XX). Las acreciones laterales, corresponderían posiblemente, al reflejo de una topografía regional suavemente inclinada de la plataforma. Por lo tanto, la presencia de facies dolomíticas o calcáreas, no significa que ha-

yan existido variaciones importantes en el medio de sedimentación.

Por otro lado, la presencia de superficies ferruginizadas, así como las concentraciones nodulares de óxidos de Fe, parecen indicar la existencia de emersiones esporádicas dentro de una relativa estabilidad. Esto podría significar una tendencia regresiva de la sedimentación, que en las margas de la base de la siguiente unidad es clara, y que se discutirá con más detalle en el siguiente capítulo.

Debido a la escasez de afloramientos, no es posible establecer una geometría detallada de la cuenca. En varias localidades hemos mencionado la presencia de facies brechoides. En Alarcón, se sitúan sobre un potente nivel de sílex, cuya parte superior presenta indicios de haber sido erosionado. La presencia de clastos de sílex en la base del siguiente estrato indicaría que la silicificación y brechificación fueron relativamente tempranas. Su asociación con facies de espículas de esponjas apoyaría la idea de que se trata de un margen de plataforma.

En los afloramientos de Zafra de Zánchara (Lám. XIX,1) y, sobre todo, en Valeria (Láms. XIX,1 y XX,3) la estratificación parece manifestar una tendencia progradante de la plataforma hacia el E-NE.

Fuera ya de nuestra zona estudiada, en las proximidades de Cuenca ("Hoz del río Huécar"), se siguen reconociendo facies que podrían corresponder a una extensa plataforma con locales bioconstrucciones, como la de la Lám. XX,2. Hacia el E del área estudiada por nosotros se imponen facies pelágicas, con *Globotruncana helvética aff.*, correspondientes a zonas más externas.

Como resumen, podemos indicar que la sedimentación de esta unidad se realiza en continuidad con la evolución sedimentaria



de la unidad inferior cenomaniense, manteniéndose las directrices paleogeográficas existentes. Se desarrolla una plataforma somera, con locales bioconstrucciones y acumulaciones de rudistas, donde alternan las facies de energía relativamente alta con otras, más protegidas, de menor energía.

### 3.7. Procesos diagenéticos

Esta unidad ha sufrido, con gran intensidad, una serie de procesos postsedimentarios, que han llevado a borrar la gran mayoría de las texturas y estructuras deposicionales. Por su importancia, hemos considerado conveniente hacer un especial hincapié en los procesos de dolomitización, dedolomitización y silicificación.

#### 3.3.7.1. Dolomitización

De la misma manera que ocurría con los materiales cenomanienses, son muy escasas las referencias concretas que existen sobre el proceso de dolomitización de esta unidad.

MELENDEZ HEVIA (1971, p 80) interpreta la formación de las dolomías "Ciudad Encantada", equivalente lateral de la unidad que estamos considerando para la Serranía de Cuenca, como probablemente primarias o de diagénesis penecontemporánea, o ligeramente posterior a la sedimentación. Posteriormente considera que la formación de anhidritas del senoniense trae como consecuencia la dolomitización generalizada del Cretácico Superior (MELENDEZ HEVIA, 1975). VIALLARD (1973, p 235), al explicar las condiciones de sedimentación del Turoniense, dice ..... "Mais étant donné, en particulier, la faible profondeur de cette mer turonienne, la

dolomitisation secondaire des sédiments fut quasi uniforme".

SANCHEZ SORIA (1973, p 168) atribuye a estas dolomías un origen primario o penecontemporáneo, formadas en un mar somero, bajo clima cálido y acusada salinidad. Vemos, por tanto, que las interpretaciones no son muy claras y, además, que hay una ausencia de datos concretos sobre este problema.

Para intentar resolver cuáles fueron las causas que motivaron la formación de estas dolomías, nos basaremos en las consideraciones establecidas en el capítulo de antecedentes que tratan sobre la dolomitización.

El primer problema que se nos plantea es el conocimiento, más o menos detallado, de la geometría del "cuerpo dolomitizado". El límite superior está bastante discutido al hacer referencia al paso lateral que existe, en esta unidad, entre las facies dolomitizadas y las calizas blanquecinas fosilíferas. Es importante subrayar aquí su geometría irregular, cortando a la estratificación, como se observa en la Lám. XV, 5. El límite inferior también es irregular aunque normalmente se sitúa en la base de esta unidad, según los datos obtenidos en campo, en toda la región W afecta a la parte superior de la unidad inferior cenomaniense (ver referencias a los afloramientos de Saelices, Villaescusa de Haro y Belmonte). Sin embargo, en Castillo de Garcimuñoz la superficie de dolomitización parece ascender por encima del límite de estas dos unidades (desgraciadamente sólo nos podemos basar en criterios litológicos para establecer dicha separación).

Vemos, por tanto, que, si bien la dolomitización comprende en extensión horizontal un área geográfica muy superior a la estudiada por nosotros, presenta sus límites, inferior y superior, claramente irregulares y netos.

Existe otra serie de características sedimentológicas y petrológicas que, al igual que en los materiales cenomanienses,

podemos resumir en el Cuadro V.

Si comparamos estas características con las apuntadas en el apartado 3.2.8.1. para la unidad cenomaniense, parece claro que el mecanismo de dolomitización ha sido distinto en uno y otro caso las características del cuadro V se corresponden, más bien, con las descritas por DEFFEYES et al. (1965) para las dolomías secundarias o de reemplazamiento, así como con las dadas por FUCHTBAUER (1974) y CHILINGAR et al. (1979), para dolomías diagenéticas tardías.

Al analizar con detalle los cristales de dolomita, vemos que, frecuentemente, son cristales bastante "limpios". La presencia, en algunos casos, de impurezas en los núcleos de los cristales de dolomita podría estar relacionada con la textura original. MARTIN (1980) sugiere que el origen de los romboedros de las dolomías del Dogger Prebético es por transformación de oolitos preexistentes, conservándose la estructura original del oolito solamente deformada o "modelada". Sin llegar a esta correspondencia tan estricta, entre otras razones, porque nosotros no tenemos pruebas de la existencia de verdaderos oolitos, sino más bien de granos micritizados (peloides, foraminíferos, ...), la distribución de las impurezas en las microfacies recristalizadas recuerda a una textura relicto de grainstone. A pesar de todo, cuando se observan relictos de grandes fragmentos de conchas de bivalvos, la textura cristalina de la dolomía no es uniforme, sino que existe un control, tanto en la distribución de los cristales romboédricos de dolomita, como en la de sus impurezas.

Los huecos encontrados en los cristales de dolomita se explican, según FOLK y SIEDLECKA (1974), LAND et al. (1975) y LONGMAN y MENCH (1978), por disolución de los núcleos de los romboedros, debido a su mayor contenido en impurezas. Sin embargo, WEAVER (1975) sugiere que dichos huecos pueden haberse formado directamente por crecimiento de los romboedros, sin necesidad de

- C U A D R O V -

Estratificación irregular, frecuentemente masiva  
 Bancos métricos  
 Estratificación cruzada de gran escala  
 Edificios bioconstruidos

Bioturbación

Porosidad intercrystalina  
 Porosidad intrapartícula  
 Porosidad "growth framework"

Textura deposicional no reconciliable

-- Dolomita equigranular idiomórfica	} Dedolomitización
-- Calcita equigranular xenomórfica	
-- Calcita inequigranular poiquilomórfica	

Residuo insoluble bajo (< 5%)

Asociada a fauna marina normal: Rudistas, corales, equinodermos,  
 gasterópodos, foraminíferos bentónicos y escasos  
 planctónicos (identificados a partir de las calizas  
 adyacentes)

Tamaño cristalino esparítico (romboedros > 50µ)

Texturas de reemplazamiento

Frecuente dedolomitización masiva

Nódulos y capas discontinuas de sílex

una disolución posterior. AMOROS y BARRERA (1979) analizan las condiciones teóricas para la formación de cristales huecos en rocas volcánicas y subvolcánicas, concluyendo que sólo es necesaria una sobresaturación, debida a un enfriamiento rápido. En nuestros materiales, la clara presencia de impurezas en el interior de los romboedros parece estar más de acuerdo con la primera hipótesis. Se produciría una primera transformación de las partículas originales, conservando las impurezas, y, posteriormente, recrecimientos más limpios.

Las características sedimentológicas que presenta esta unidad han sido comentadas en el apartado anterior. La sedimentación en un agua marina con salinidad normal y el gran desarrollo de los rudistas se consideran incompatibles, por otra parte, con la formación de dolomías primarias o penecontemporáneas (PHILIP, 1972 y muchos otros autores).

Las diferentes texturas cristalinas, descritas anteriormente, presentan grandes analogías con las citadas por FOLK (1974), FOLK y SIEDLECKA (1974), LAND et al. (1975), FOLK y LAND (1975). Estos mosaicos de cristales de dolomita subeuhedrales a euhedrales, generalmente mayores de 50  $\mu$ , según los autores antes mencionados, se han formado en condiciones de hiposalinidad o soluciones diluidas respecto de las aguas marinas de salinidad normal.

Existen varias pruebas favorables para pensar que en algunos momentos de la sedimentación de esta unidad, y durante el tránsito a la siguiente, se produjo una clara influencia continental.

En apartados anteriores se ha mencionado la presencia de superficies ferruginizadas, que podrían estar relacionadas con emersiones o descensos esporádicos del nivel del mar. Esta idea viene apoyada por una tendencia regresiva generalizada, que se acentúa con la alteración bajo condiciones continentales que pre

sentan las margas verdes situadas sobre el techo de esta unidad (FERNANDEZ CALVO et al. 1979).

Otro hecho que apoya una influencia continental es el origen de las concentraciones de sílex, que será discutido en el apartado correspondiente.

Por otro lado, al estudiar las facies calcáreas próximas al frente de dolomitización, se observan cementos de calcita esparítica intergranulares, con crecimientos del tamaño cristalino hacia el centro de los poros, así como recrecimientos sintaxiales alrededor de los fragmentos de equinodermos. Estos tipos de cementos, dada la ausencia de una diagénesis profunda, corresponderían a un ambiente diagenético freático continental, de acuerdo con LONGMAN (1980). También estos cementos sintaxiales son análogos a los descritos por MEYERS (1978), e interpretados igualmente como freáticos continentales.

La influencia continental se traduciría en un aporte de aguas dulces, que llegarían a mezclarse con las aguas marinas intersticiales.

En el capítulo de los antecedentes sobre modelos de dolomitización se ha visto cómo la mezcla de aguas es un mecanismo posible de precipitación de dolomita (RUNNELS, 1969; MATHEWS, 1971; FOLK y LAND 1975 ....), existiendo ejemplos concretos para los que se atribuye este origen (HANSHAW et al. 1971; LAND, 1973; BADIOZAMANI, 1973 ...). Este mecanismo podría haber sido el causante de la dolomitización de esta unidad, estando avalado, además, por los criterios sedimentológicos y petrológicos mencionados.

Como conclusión, pensamos que estas dolomías son claramente diagenéticas (secundarias o de reemplazamiento, según otros autores). Sin embargo, el mecanismo que produjo tal dolomitiza-

ción debió actuar en períodos relativamente tempranos de la diagénesis. La mezcla de aguas marinas y continentales, debida a pequeñas variaciones del nivel del mar, pudo ser la causa de la dolomitización del sedimento recientemente litificado.

### 3.3.7. . Dedolomitización .

En la descripción petrográfica de los afloramientos estudiados, así como en la de las microfacies recrystalizadas, se analizan con detalle las diferentes texturas de dedolomitización encontradas. En la Fig. 35 se hallan esquematizadas dichas texturas, a partir de microfotografías de diversas muestras.

Las diferentes texturas que presentan los cristales de dolomita afectados por la dedolomitización parecen indicar que el proceso se pudo producir tanto de una manera centrífuga como centrípeta, pues la calcitización unas veces comienza por los bordes del cristal de dolomita, permaneciendo el interior como dolomita, mientras que otras veces es el interior o núcleo la parte calcitizada, manteniéndose el exterior como dolomita.

Cuando la dedolomitización es total, el hecho fundamental por el cual se acepta la existencia de este proceso es la presencia de relictos de rombos de calcita policristalina (EVAMY, 1976):

La calcita de dedolomitización puede ser mono o policristalina, y ocupar o no todo el cristal de dolomita. La existencia, en los cristales de dolomita, de un borde más "limpio" que el resto, podría indicar una posterior etapa de crecimiento del cristal. De esta manera, es posible que la dolomitización se realice en dos fases; la primera, que recoge las impurezas de la roca original y que luego se calcitiza o disuelve con mayor facilidad, y la segunda, más pura, de recrecimiento de los cristales primi-

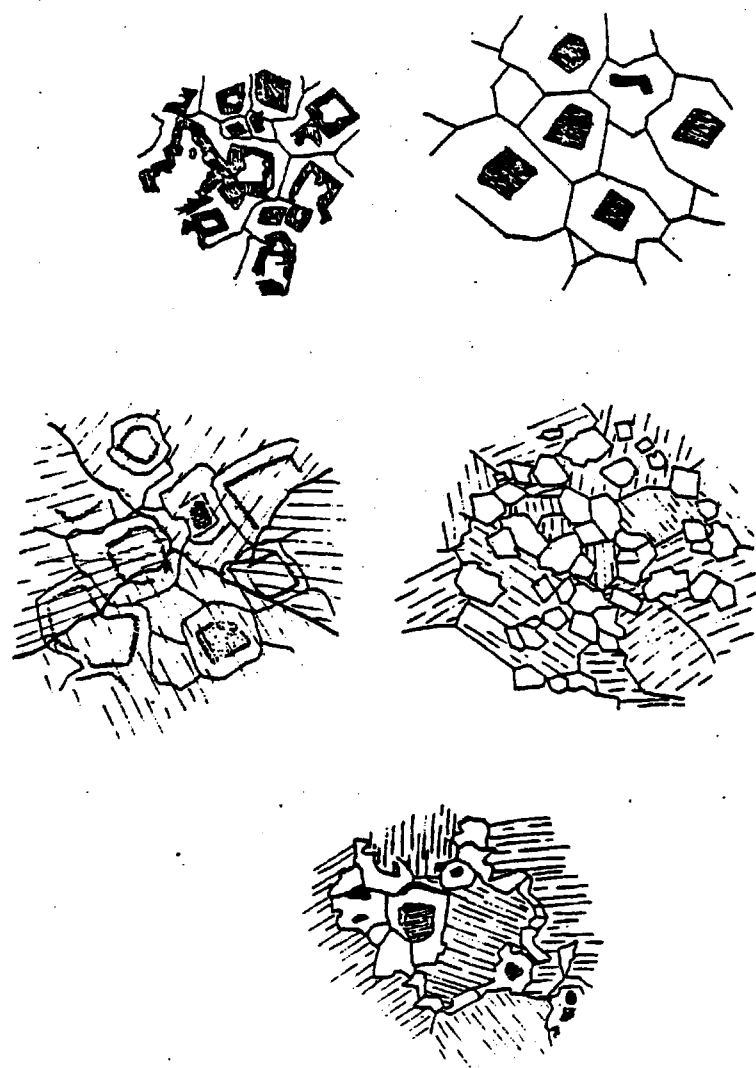


Fig.35. Diferentes texturas de dedolomitización realizadas a partir de microfotografías. (Rayado = calcita, en blanco = dolomita)



tivamente formados. KATZ (1971), supone que la zonación de los cristales de dolomita en los materiales jurásicos de Israel se produjo durante su crecimiento en la eogénesis, debido a variaciones composicionales de las soluciones dolomitizantes. La dedolomitización se produciría por dilución de dichas soluciones, hasta alcanzar el campo de solubilidad de la calcita. De esta manera, dicho proceso se produce a intervalos, durante el mismo crecimiento del cristal.

Las condiciones superficiales requeridas para la dedolomitización (DE GROOT, 1967), admitidas de una manera general, se han podido dar en nuestros materiales durante la misma dolomitización, en la zona de mezcla de aguas, o bien, en la telogénesis. La presencia de rombos dedolomitizados en el interior del sílex, cuyo origen temprano se discutirá en el siguiente apartado, nos hace inclinarnos por la primera hipótesis, aunque en las condiciones telogenéticas actuales se produzca también dicho proceso. Las ideas de KATZ (1971), antes citadas, estarían de acuerdo con la presencia de rombos zonados similares a los encontrados por nosotros.

#### 3.3.7.3. Silicificación

La aparición de niveles discontinuos de sílex en esta unidad ha merecido una atención especial, habiendo sido objeto de un estudio detallado en FERNANDEZ CALVO y BUSTILLO (1980). Por ello, parte de este apartado supone un resumen de las principales conclusiones allí obtenidas.

En base a los trabajos de campo, en las Figs. 36 y 37 se expone la situación de los principales afloramientos con sílex, así como su posición estratigráfica, relacionada con el límite de la dolomitización.

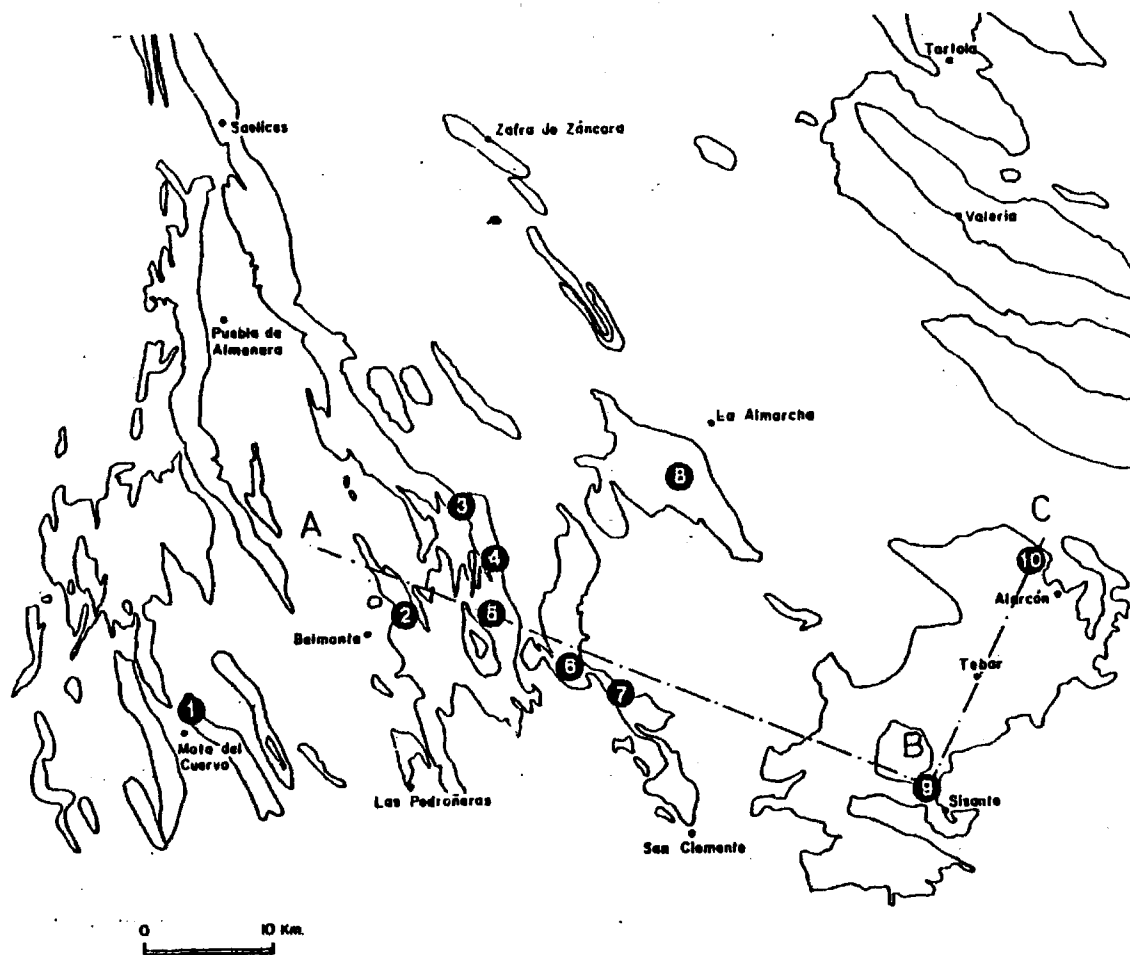


Fig. 36. Situación geográfica de los principales afloramientos de sflex

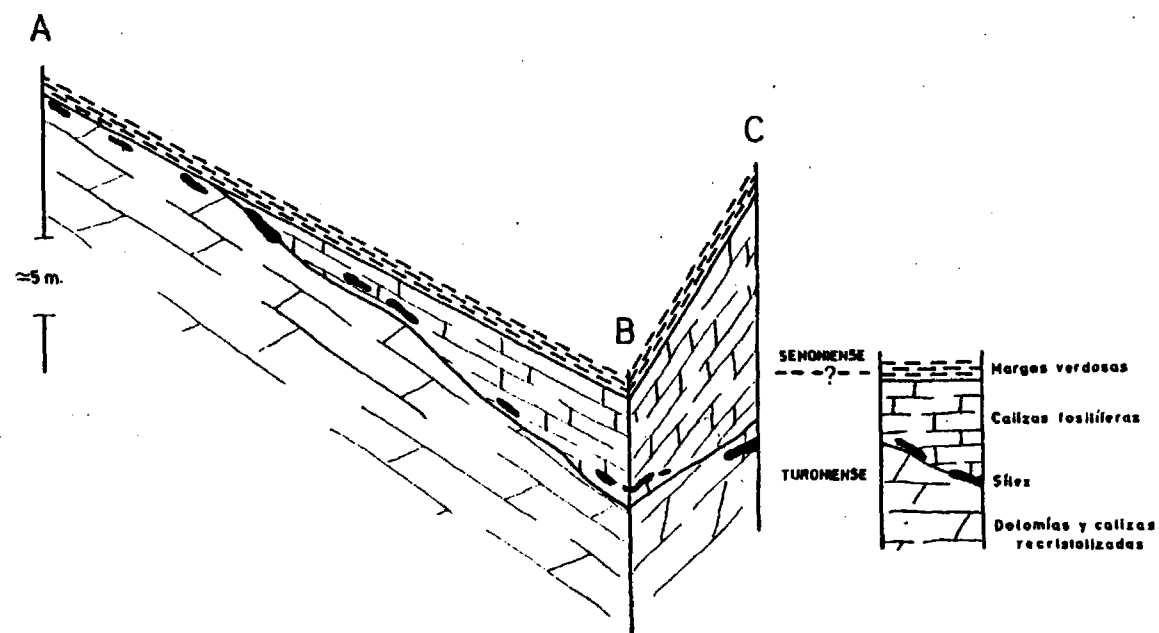


Fig. 37. Esquema de la posición estratigráfica de las silicificaciones en la línea A - B - C de la figura anterior

Los distintos afloramientos muestran que las silicificaciones se presentan, tanto en forma de nódulos dispersos, como en niveles de cierta continuidad (Lám. XXI). Del mismo modo, se observa que afectan tanto a las facies recristalizadas como a las deposicionales. Es de destacar que en Alarcón las silicificaciones llegan a adquirir una potencia considerable (más de 1 m.), estando incluidas en dolomías dedolomitizadas, y presentan estructuras muy variadas (capas discontinuas, nódulos, brechas, ....).

Los tipos petrográficos esenciales de sílex están diferenciados en función de las microfacies calcáreas afectadas, debido a que éstas condicionan, en gran parte, las texturas de cuarzo resultantes. Por ello, hemos distinguido tres tipos:

Las silicificaciones en biocalcarenitas presentan una textura granular, debido a que las partículas (peloides y fósiles más o menos micritizados) se han transformado en cuarzo criptocrystalino, mientras que el cemento calcáreo original se ha sustituido por cuarzo microcristalino y formas fibrosas de cuarzo. (Lám. XXII, 1, 2 y 3). En la zona de sustitución de los fósiles, y con luz normal, se traslucen huellas de gran número de microesferas coalescentes (Lám. XXII, 4). Sin embargo, en la zona correspondiente al cemento primitivo no se observan tales texturas. Estas microesferas, según OEHLER (1976), se producen por precipitación de cuarzo a partir de disoluciones sobresaturadas en sílice con impurezas (geles). MEYERS (1977) considera que tales microesferas indican la existencia de antecesores de ópalo C-T.

Al estudiar el contacto del sílex con la roca caja calcárea se puede ver que la silicificación fue selectiva. Los granos son los primeros en reemplazarse, quedando el cemento inalterado (Lám. XXII, 5). Esto parece indicar que las partículas fueron las primeras en sustituirse, cuando las disoluciones estaban sobresaturadas en sílice, mientras que el posterior reemplazamiento del cemento tuvo lugar a partir de disoluciones menos saturadas,

con formación directa de cuarzo.

La mayor variedad de texturas de cuarzo se observa en las silicificaciones correspondientes a las biocalcirruditas, debido a que reflejan las calcáreas originales (Lám. XXII,6).

A pesar de todo, es difícil determinar si las texturas en drusa de cuarzo corresponden a rellenos de poros preexistentes, o a reemplazos de cementos y/o partículas. El criterio de distinción dado por WILSON (1966), basado en la orientación de la dirección rápida del cuarzo, no da buenos resultados, pues se tienen orientaciones de cuarzo muy distintas dentro de un mismo hueco o fósil.

Las silicificaciones más complejas corresponden a las facies micríticas. Normalmente suelen tener un carácter criptocristalino, posiblemente condicionado por el tamaño de la micrita y peloides originales (Lám. XXIII,1 y 2). Otras veces, son silicificaciones irregulares que no conservan la textura deposicional (Lám. XXIII,3). Se han encontrado también agrietamientos con texturas cristalinas, que recuerdan a la estructura brechoide de los ópalos (BUSTILLO, 1976).

En Alarcón se observan dos tipos de texturas de sílex. Junto con los sílex criptocristalinos y microcristalinos existe otra microfacies, con predominio de cristales de cuarzo de mayor tamaño ( $> 40\mu$ ) (Lám. XXIII,4). En esta segunda microfacies se advierte la presencia de restos fósiles, los cuales coexisten en mayor o menor proporción con formas rómbicas rellenas de cristales de calcita (de unas  $15\mu$ ) (Lám. XXIII,5 y 6). Estas formas rómbicas adquieren una mayor densidad en determinadas zonas.

De todo lo expuesto anteriormente, parece deducirse que las silicificaciones, si bien actualmente son de cuarzo, tuvieron un antecesor opalino. Ello implicaría la existencia de disolución.

nes relativamente concentradas en sílice.

La procedencia de éstas puede ser atribuida a aportes de sílice del continente, ya que no existen indicios de vulcanismo, ni organismos silíceos en cantidad suficiente para producir tales silificaciones. Esta hipótesis está apoyada por la existencia de paleosuelos bien desarrollados, sobre zócalo hercínico, en una época comprendida entre el Turoniense y Coniaciense, en la zona de Segovia (ALONSO, 1980). Bajo éstas condiciones tendría lugar la hidrólisis de los silicatos en las áreas emergidas, y, como consecuencia, se enriquecerían en sílice las aguas superficiales y subterráneas que drenarían a la plataforma. Esta teoría también es utilizada por LECLAIRE (1974) para la explicación de fenómenos de silificación en sedimentos cretácicos marinos.

Por otra parte, las silificaciones no se presentan de una manera irregular en la columna estratigráfica. Se sitúan en un determinado horizonte que podría estar relacionado con la interfase correspondiente a la zona de mezcla de aguas continentales y marinas. KNAUTH (1979) propone un modelo de silificación basado en éstas condiciones. Construye las curvas de solubilidad de la sílice y de la calcita para aguas mixtas, demostrando la existencia de un intervalo, con participación del agua marina entre el 40 y 75 %, donde las aguas están simultáneamente subsaturadas respecto a la calcita y sobresaturadas respecto a la sílice cristalina (ópalo C-T o cuarzo). En éste ambiente geoquímico no sólo es posible el reemplazamiento de calcita por sílice, sino que también se producirían los fenómenos de dolomitización y dedolomitización.

Las silificaciones brechoides están relacionadas con procesos de erosión, indicándonos que la silificación ha sido muy temprana. CAROZZI y GERBER (1978) proponen un mecanismo de génesis de brechas silíceas, partiendo de una silificación penecontemporánea, provocada por un aumento de la energía en el medio.

Para que se formaran dichas silicificaciones no se requeriría un ambiente hipersalino o restringido, tal y como normalmente se ha citado (PETERSON y VON DER BORCH, 1965; BANKS, 1970 y STEINITZ, 1976), sino que la zona de mezcla de aguas constituyera un lugar favorable para dicha silicificación, y que, por variaciones de la energía del medio, sufrieran cierta erosión y transporte.

187

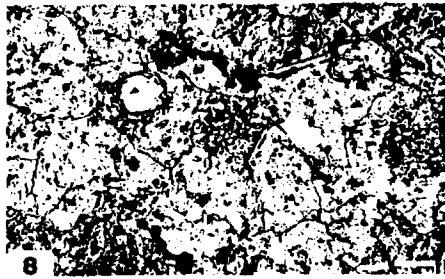
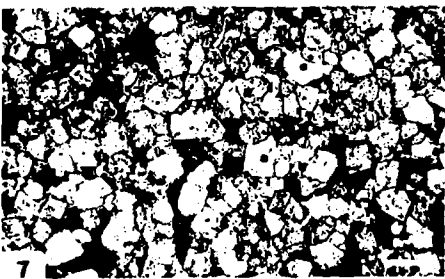
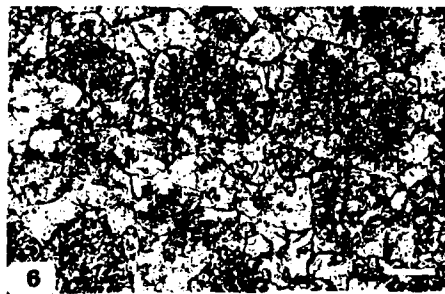
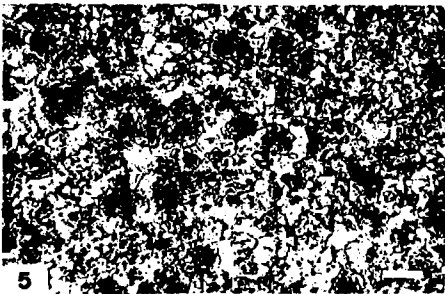
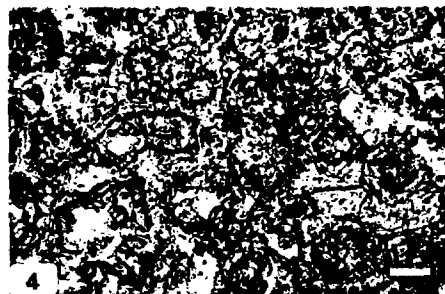
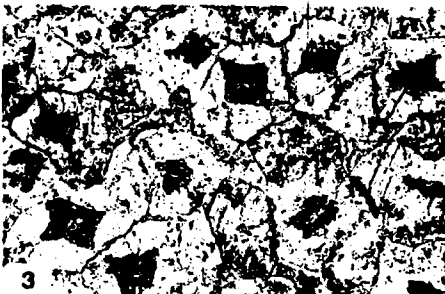
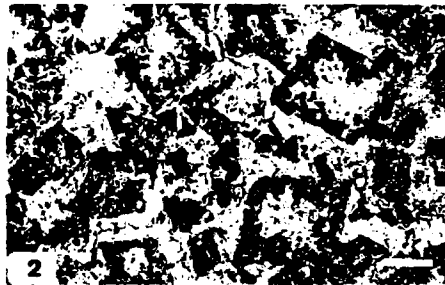
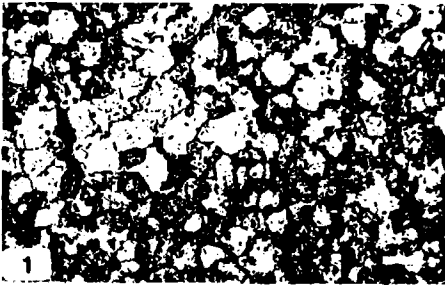
L A M I N A S

UNIDAD "DOLOMIAS Y CALIZAS TURONIENSES"



L A M I N A   X I I I

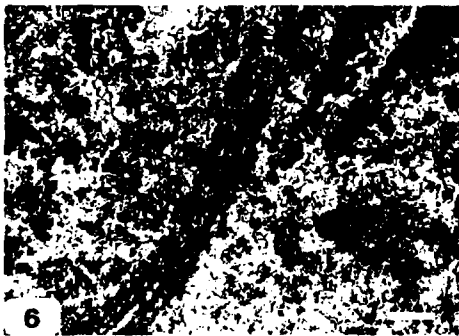
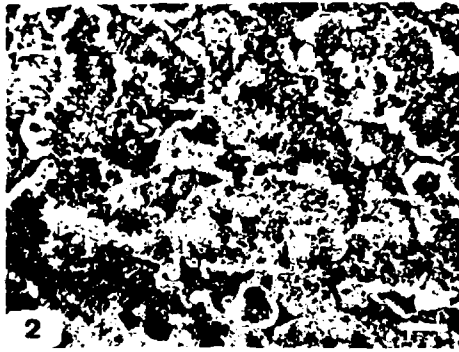
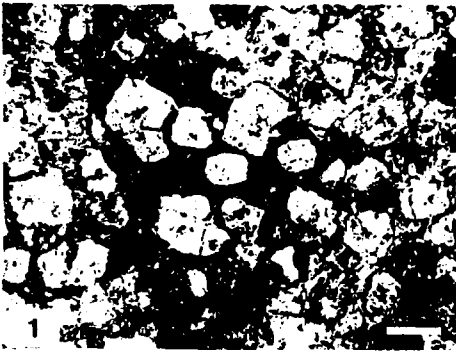
- 1.- Doloesparitas con textura de dedolomitización en "manchas irregulares" (la calcita está teñida). Escala = 0.2 mm.
- 2.- Dedolomitización centrípeta. La calcita (teñida) crece desde los bordes netos de los primitivos cristales de dolomita hacia el centro. Escala = 0.1 mm.
- 3.- Dedolomitización centrífuga a partir del núcleo de los cristales de dolomita, manteniéndose el zonado cristalino (la calcita está teñida). Escala = 0.1 mm.
- 4.- Seudoesparita con impurezas en disposición rómbica que denota la existencia de un proceso de dedolomitización. Escala = 0.2 mm.
- 5.- Mosaico de calcita xenotópica inequigranular con relictos de cristales de dolomita transformados en calcita microcristalina. Escala = 0.2 mm.
- 6.- Detalle de la anterior. Escala = 0.1 mm.
- 7.- Mosaico idiotópico equigranular de dolomita con cemento esparítico de calcita (teñida). Escala = 0.2 mm.
- 8.- Grandes cristales de pseudoesparita que incluyen relictos de formas rómbicas, a veces remarcados por óxidos de Fe, constituidos por calcita microcristalina. Escala = 0.2 mm.



L A M I N A XIV

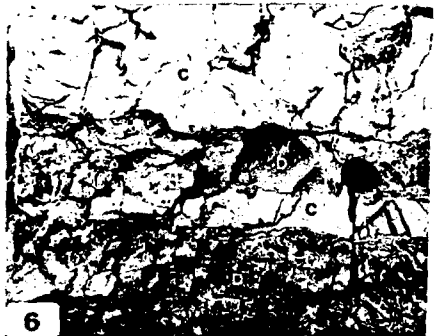
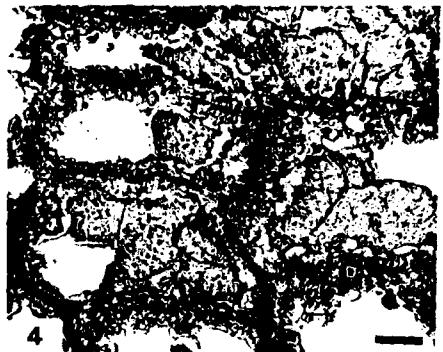
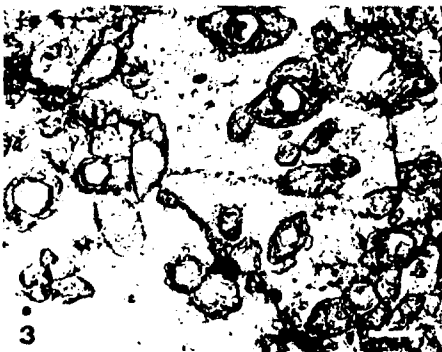
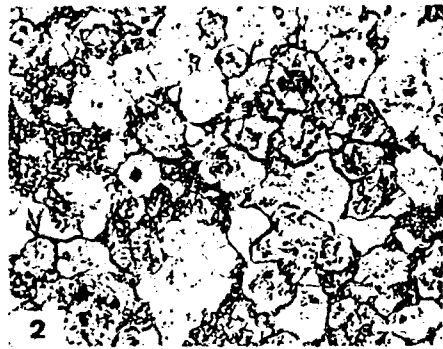
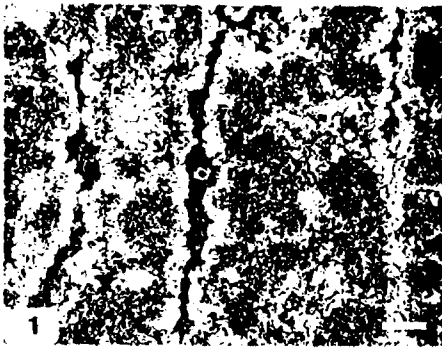
- 1.- Mosaico poiquilotópico de calcita (teñida) englobando a cristales idiomorfos de dolomita. N.C. Escala = 0.2 mm.
- 2.- Fragmento de bioclasto intensamente transformado (la calcita está teñida). Escala = 0.1 mm.
- 3.- Nivel fuertemente bioturbado ("burrows") en la base de la unidad turoniense. Zafra de Zán cara.
- 4.- Estratificación con morfologías "abombadas" en dolomías cristalinas. Posibles bioconstrucciones de rudistas. Zafra de Zán cara.
- 5.- Fragmento de rudista dolomitizado, con porosidad secundaria rellena de cemento esparfítico de calcita (teñida). Escala = 0.2 mm.
- 6.- Bioclastos dolomitizados, pero cuyas impurezas permiten la conservación de cierta textura original. Escala = 0.2 mm.

(9)



L A M I N A   X V

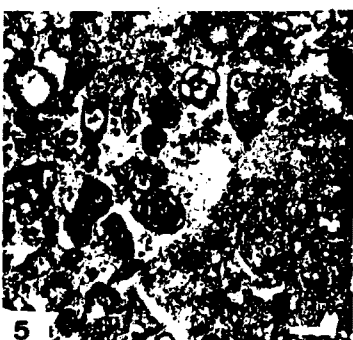
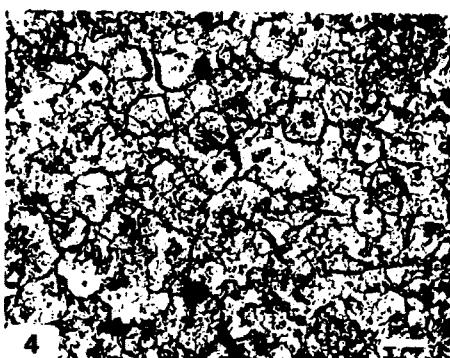
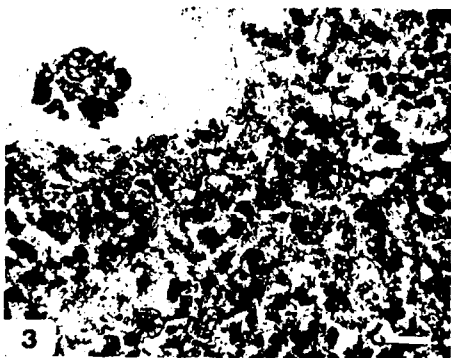
- 1.- Dolomicrita recristalizada en los bordes de los poros (D), los cuales se han rellenado posteriormente por calcita esparítica (C). Escala = 0.2 mm.
- 2.- Pequeños cristales de dolomicroesparita distribuidos irregularmente en el mosaico de doloesparita. Escala = 0.1 mm.
- 3.- Cristales de dolomita con el núcleo hueco ("hollow dolomite rhombs"). Escala = 0.1 mm.
- 4.- Pared celular de la concha de un rudista dolomitizado (D), con cementación por calcita esparítica (C). Escala 0.2 mm.
- 5.- Frente de dolomitización que atraviesa la estratificación. Carretera Nacional Madrid - Valencia, cerca de Alarcón.  
C = Calizas, D = Dolomías.
- 6.- Detalle del frente de dolomitizacon con relictos de calizas englobados en las dolomías cristalinas. C = Calizas, D = Dolomías.



L A M I N A XVI

- 1.- Vista del afloramiento con rudistas de la Alberca de Záncara.
- 2.- Detalle de un radiolítido intensamente silicificado. Alberca de Záncara.
- 3.- Pelbiosparita, con textura difusa por recristalización muy próxima a los niveles dolomitizados. Escala = 0.2 mm.
- 4.- Seudoesparita con relictos de formas rómbicas que denotan su anterior origen dolomítico. Escala = 0.2 mm.
- 5.- Textura "seudograinstone" debida al neomorfismo de la micrita. Escala = 0.2 mm.
- 6.- Rudistas con silicificaciones irregulares, tanto en sus grue sas paredes como en su relleno interno.

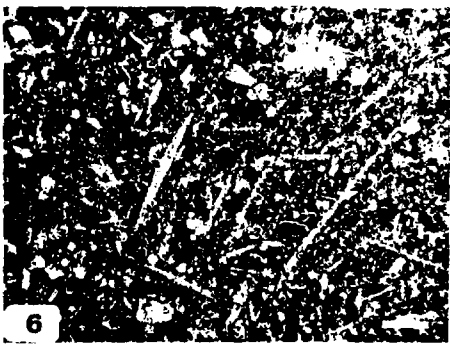
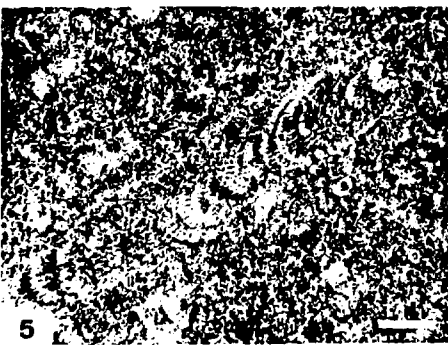
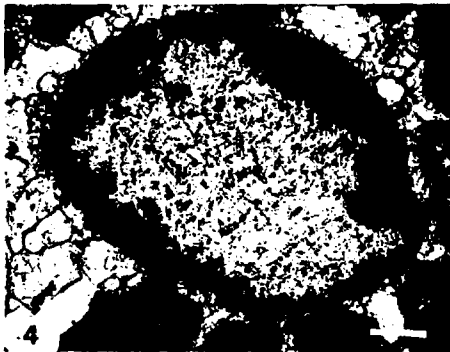
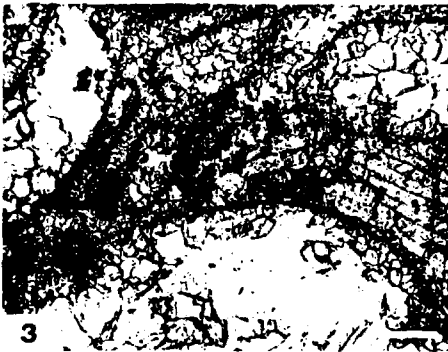
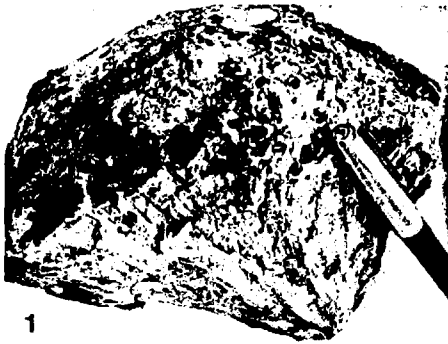
195





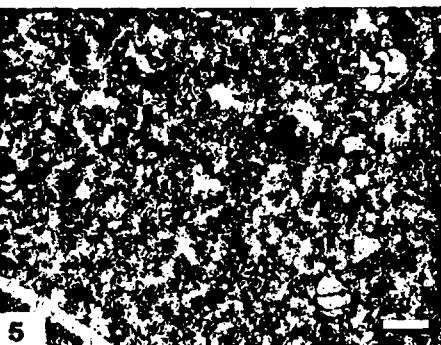
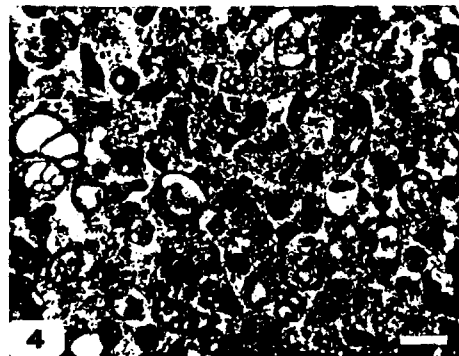
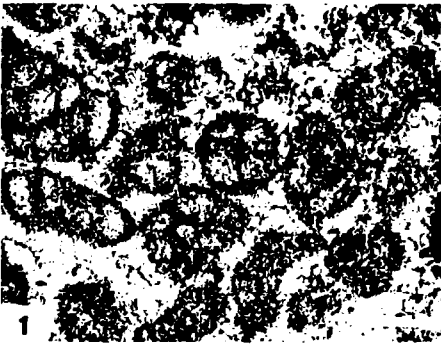
L A M I N A XVII

- 1.- Colonia de corales asociada a los caprínidos y radiolítidos del yacimiento de Alberca de Zāncara.
- 2.- Detalle de los corales de la Fot. anterior. Escala = 0.5 mm.
- 3.- Envueltas micríticas que permiten reconocer la morfología de los componentes intensamente recristalizados y disueltos. Biocalcirrudita. Escala = 0.2 mm.
- 4.- Grano afectado por una micritización destructiva. Escala = 0.1 mm.
- 5.- Sección de un alga rodofícea. Escala 0.1 mm.
- 6.- Espículas de esponjas. Escala = 0.2 mm.



L A M I N A XVIII

- 1.- Biocalcarenita. La micritización sufrida por los foraminíferos ha conservado la textura difusa de sus cámaras. Escala = 0.2 mm.
- 2.- Cemento fibroso en el borde interno de un ostrácodo, con posterior relleno de esparita. Escala = 0.1 mm.
- 3.- Neomorfismo de un bioclasto. Nótese cómo se ha conservado parcialmente la textura original de la concha. Escala = 0.2 mm.
- 4.- Biopelmicrita con textura "seudograinstone" debida a neomorfismo de la matriz micrítica. Escala = 0.2 mm.
- 5.- Micrita de aspecto grumelar, con escasos foraminíferos. Escala 0.2 mm.
- 6.- Doloesparita parcialmente dedolomitizada. Nótese los bordes de recrecimiento de dolomita "limpia", (la calcita está teñida). Escala = 0.1 mm.



L A M I N A   X I X

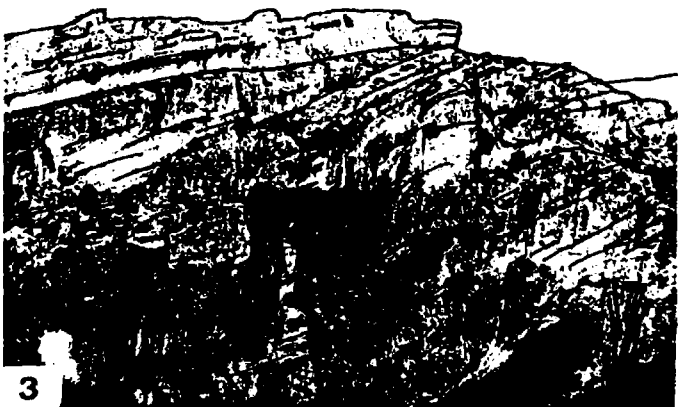
- 1.- Dolomías cristalinas estratificadas, con ligera acreción lateral hacia la derecha de la fotografía. Zafra de Záncara.
- 2.- Dolomías cristalinas en bancos masivos. Los niveles con estratificación cruzada podrían corresponder a formas de acumulación. "Hoz del río Gritos", Valeria.
- 3.- Dolomías cristalinas cuya estratificación presenta superficies onduladas. Posibles bioconstrucciones de rudistas.  
"Hoz del río Gritos, Valeria.

201



L A M I N A   X X

- 1.- Formas atribuidas a la presencia de bioconstrucciones de rudistas en las dolomías cristalinas turonienses. "Hoz del río Gritos", Valeria.
- 2.- Bioconstrucción en las dolomías cristalinas turonienses. "Hoz del río Huécar". Cuenca.
- 3.- Acreción lateral, hacia la izquierda de la fotografía, en las dolomías cristalinas turonienses. "Hoz del río Gritos", Valeria.





L A M I N A XXI

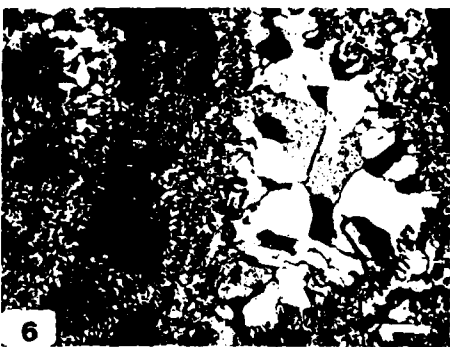
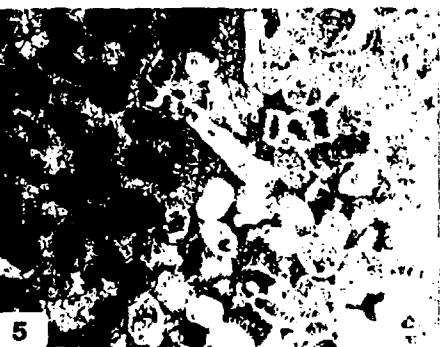
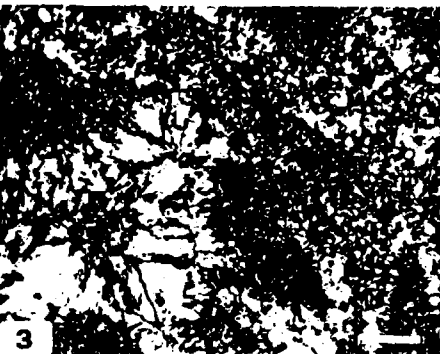
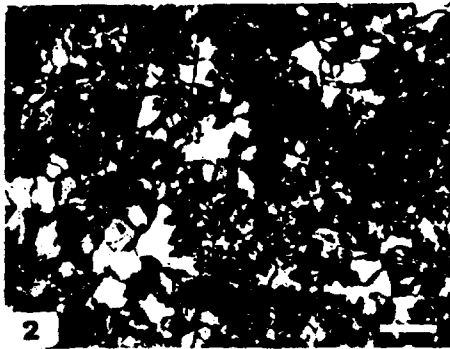
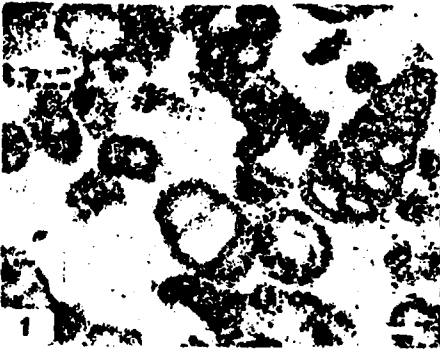
- 1.- Silex en forma de capa. Estrecho del Hocino.
- 2.- Clastos procedentes de la fracturación de silex nodulares primitivos. Estrecho del Hocino.
- 3.- Estructuras Liesegang de los sílex de Alarcón.
- 4.- Otro aspecto del silex de Alarcón, donde se advierte su carácter brechoideo.
- 5.- Silex en forma de capa afectando a biocalcirruditas. Alberca de Záncara.
- 6.- Silex nodulares en biomicritas. Sisante.

205



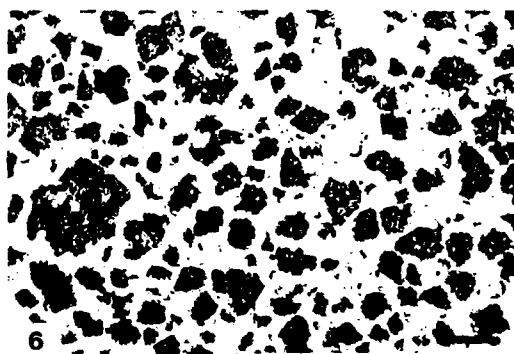
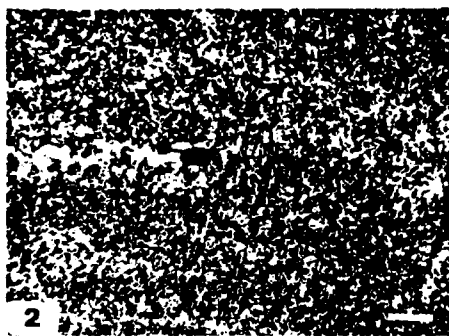
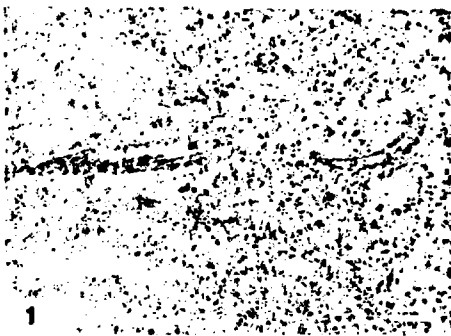
L A M I N A XXII

- 1.- Silex de cuarzo con impurezas de carbonatos que permiten re conocer la textura grainstone original. Estrecho del Hocino. Escala = 0.1 mm.
- 2.- Idem. con nícoles cruzados.
- 3.- Formas fibrosas de cuarcina y cuarzo microcristalino. Escala = 0.1 mm.
- 4.- Pequeñas microesferas coalescentes que se traslucen en el silex de cuarzo. Escala = 0.05 mm.
- 5.- Frente de silicificación selectivo, atacando a los granos en primer lugar. Escala = 0.2 mm.
- 6.- Biocalcirrudita parcialmente silicificada por cuarzo. Algunas conchas permanecen en calcita (teñida). Nícoles cruzados. Escala - 0.2 mm



L A M I N A XXIII

- 1.- Biomicrita silicificada con conservación del tamaño cristallino de la microfacies original. Escala = 0.2 mm.
- 2.- Idem con nícoles cruzados.
- 3.- Silicificación que no conserva la textura original. Escala = 0.2 mm.
- 4.- Silicificación que presenta dos texturas diferentes de silex, una microcristalina que mantiene la textura calcárea original, y otra de megacuarzo con numerosos rombos dedolomitizados y parcialmente silicificados. (La calcita esta teñida). Escala = 3 mm.
- 5.- Sección pulida correspondiente a la muestra de la fotografía anterior. Se observan restos de fósiles y rombos dispersos, fundamentalmente en zonas de grietas, pero también presentes en el resto (la calcita está teñida). Escala = 3 mm.
- 6.- Secciones rómbicos de primitivos cristales de dolomita, ahora de calcita (teñida), dentro del silex. Escala = 0.2 mm.



### 3.1.4. UNIDAD "MARGAS Y CALIZAS SENONIENSES"

#### 3.4.1. Descripción

Se trata de una unidad fundamentalmente carbonatada, aunque con cierta variedad litológica como veremos a continuación.

Comienza por un tramo de margas verdosas, claramente diferenciables sobre el terreno. A continuación, y hasta el término de dicha unidad, predominan las facies calcáreas, unas veces brechoides, otras bien estratificadas, con pequeñas intercalaciones más margosas. Cuando las texturas deposicionales son reconocibles se observa una gran abundancia de microfauna y macrofauna. Destacan las abundantes *Lacazinas*, cuya presencia permite datar estos materiales como Santoniense. También son frecuentes las texturas recrystalizadas, en general debidas a procesos de dolomitización, si bien están casi completamente dedolomitizadas. Esporádicamente existen niveles con yesos, masivos o incluidos en forma de cristales en los carbonatos.

#### 3.4.2. Extensión geográfica

Esta unidad se encuentra representada en toda la región estudiada, con variaciones internas que se describirán más adelante.

La ausencia de afloramientos cretácicos hacia el W y S de la región estudiada no nos permite conocer sus variaciones en dichos sentidos. Los datos aportados por SANCHEZ SORIA (1973, 1975) indican que sobre el tramo margoso basal y hacia el N (dentro de la Sierra de Altomira) existe un tramo de calizas dolomíticas blanquecinas, recrystalizadas, que presentan un claro aumento de potencia en dicho sentido. La parte superior es más varia-

da, alternando tramos brechoides y margosos con silicificaciones. Su espesor también aumenta en sentido N.

Hacia el E, y de una manera generalizada, predominan las facies brechoides de litología calcodolomítica, localmente con dolomías tableadas en su parte inferior.

### 3.4.3. Estudio de los principales afloramientos

Análogamente a la estructuración del capítulo anterior, vamos a realizar una descripción de los principales afloramientos estudiados, así como de sus características petrológicas. El orden que seguiremos es similar al de las unidades anteriores.

#### Casas Luján

Por encima de las dolomías cristalinas de la unidad inferior se desarrolla un tramo margoso bastante cubierto. Sobre éste existe una alternancia irregular de calizas muy recrystalizadas, con tramos margosos semicubiertos. La separación entre las capas parece bastante definida, debido a su distinta competencia, pero internamente suelen ser masivas y con frecuente karstificación. A continuación aparece un conglomerado polimictico de cantos de cuarzo, metacuarcita, feldespato, carbonatos, etc., que atribuimos al Terciario.

Petrográficamente, están constituidos por mosaicos de grandes cristales poiquilótópicos de calcita que engloban rombos de primitivos cristales de dolomita de 50 a 200  $\mu$ . Dichos rombos normalmente están dedolomitizados; rara vez se conservan como dolomita, y en algunos casos están disueltos.

Dispersos en la textura pseudosparítica se encuentran



algunos cuarzos aleuríticos, a veces con formas idiomorfas (autógenos), mientras que otros son de formas muy irregulares, posiblemente terrígenos.

#### Puebla de Almenara

Sobre las dolomías de aspecto arenoso descritas en la unidad anterior existe un tramo margoso amarillento de 6,5 m., algo cubierto. Por encima aparecen algunos resaltes de calizas recristalizadas, mal estratificadas, con los que se termina la serie.

Al microscopio se observa que dichas calizas están constituidas por un mosaico equigranular idiomórfico de rombos de dolomita, rodeados por cristales poiquilótópicos de calcita, que no sólo rellenan la porosidad intercrystalina primitiva, sino que reemplazan parcial o totalmente a los rombos, presentando claras texturas de dedolomitización.

#### Hontanaya

En el Km. 11,500 de la carretera que conduce de Hontanaya a Villamayor de Santiago aparece esta unidad bastante cubierta, pero con la particularidad de que las muestras recogidas en las calizas recristalizadas presentan, al microscopio, relictos no identificables de la textura deposicional. Así pues, como veremos, este afloramiento nos sirve para delimitar las facies recristalizadas, al N., de las deposicionales hacia el S.

#### Los Hinojosos

En el anticlinal próximo a esta localidad se observan las facies calcáreas, presentando texturas deposicionales claras. Aun

que el afloramiento no es bueno, pues sólo aflora una parte de la unidad, es posible reconocer calizas tableadas, a veces algo brechoídes, con intercalaciones margosas.

Frecuentemente se observa porosidad móldica de pseudomorfos de evaporitas y texturas fenestrales.

Las microfacies más características son packstones a grainstones de oolitos, pseudoolitos y biopelmicritas. Además, existen algunas recrystalizadas con la textura deposicional poco reconocible.

Los oolitos suelen tener una única envuelta claramente diferenciable, con cristales en disposición radial (Lám. 24,1). Algunas veces los foraminíferos actúan de núcleo para el revestimiento posterior. Lo más frecuente es que sean granos micríticos redondeados, sin estructura interna y sin películas de revestimiento externo.

La fauna encontrada está compuesta por fragmentos de bivalvos, gasterópodos, ostrácodos, algas (*Acicularia*) y foraminíferos bentónicos: miliólidos, ophtalmídeos, y los géneros *Ammodiscus*, *Rhapydonina*, *Cuneolina*, *Lacazina*, *Dicyclina*, *Dictyopse-lla*.

Las facies recrystalizadas presentan difusos relictos de posicionales y numerosas secciones de primitivos romboedros de dolomita, en una textura generalizada de pseudoesparita de dedolomitización.

#### El Toboso

En las proximidades de esta localidad, saliendo hacia Miguel Esteban, aparecen intercalaciones de margas y calizas co-

respondientes a esta unidad.

Están compuestas por biopelsparitas algo recristalizadas. La fauna encontrada está formada por: bivalvos, gasterópodos, algas (*Thaumatoporella*) y foraminíferos bentónicos (miliólidos, ophtalmídeos, *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Ammodiscus*, *Nummuloçulina*, *Vidalina*, *Idalina*).

#### Mota del Cuervo

Este corte ha sido estudiado por diversos autores (ver FERNANDEZ CALVO et al., 1979). Resumidamente está compuesto por 29 m. de calizas litográficas blanquecinas, beige en fractura, tableadas y brechoides, con intercalaciones margosas. Estas calizas se apoyan sobre el tramo margoso semicubierto característico de toda la región.

Las microfacies varían desde mudstones hasta packstones de biomicritas, con cantidades variables de peloides e intraclastos. La fauna presente es abundante y variada; fragmentos de rudistas y de otros bivalvos, gasterópodos, equinodermos, algas (*Dasycladaceas*, *Acicularia*, *Charadceas*), ostrácodos y foraminíferos bentónicos (miliólidos, discórbidos, rotálidos, textuláridos, ophtalmídeos, ataxophragmídeos y los géneros *Lacazina* y *Cuneolina*). Es preciso hacer notar la importancia del hallazgo de *Charadceas* entre niveles con *Lacazinas* (FERNANDEZ CALVO, 1978 y también observadas por G. Gutiérrez según se cita en ELIZAGA et al., 1978).

Sobre este tramo calcáreo se disponen 17 m. de arcillas rojizas con escasas intercalaciones calcáreas. Presentan un importante contenido en detríticos arenosos y pasan directamente a las areniscas feldespáticas blanquecinas atribuibles al Terciario.

### Las Pedroñeras

A continuación del tramo dolomítico-calcáreo, descrito para la unidad turoniense, hay unos 10 m. margosos de tonos verdosos. Siguen 17 m. de calizas blanquicinas fosilíferas, bien estratificada, con *Lacazinas* y secciones de rudistas. La unidad termina con 10 m. de alternancia de mangas con escasas capas calcáreas, que siguen conteniendo numerosas *Lacazinas*.

La base calcárea, en tránsito a las margas verdosas, está constituida por una biopelmicrita con numerosas colonias de *Microcodium* (Lám. XXIV,2). También se reconocen fragmentos de bivalvos, ostrácodos y ophthalmídeos.

Siguen packstones y grainstones de biopelmicritas y biopelsparitas (Lám. XXIV,3). Los peloides suelen presentar dos tamaños bien diferenciados (0,1 mm. y 0,6 mm. de tamaño medio). La fauna determinada está compuesta por: bivalvos, gasterópodos, equinodermos, ostrácodos, algas (*Thaumatoporella parvovesiculifera*) y foraminíferos bentónicos (miliólidos, lagénidos, textuláridos y los géneros *Lacazina*, *Dictyopsella*, *Dicyclina*, *Idalina*, *Gavelinella*, *Ataxophragmium*, *Ammodiscus*, *Cuneolina*, *Nummoloculina*).

Las microfacies más micríticas suelen presentar recristalizaciones por manchas, confiriéndoles un aspecto de "pseudo-grainstone". El cemento es intergranular. Algunas conchas de bivalvos presentan silicificaciones en forma de megacuarzo idiomorfo.

Las últimas intercalaciones calcáreas están constituidas por packstones de biopelmicritas en los que, además de las *Lacazinas*, reconocibles a simple vista, se han determinado: bivalvos, gasterópodos, ostrácodos, algas dasycladáceas (*Neomeris* ?) y foraminíferos bentónicos (miliólidos, textuláridos, *Ammodiscus*, *Ophthalmidium* y *Glomospira*).

Presentan aspecto de dismicritas y contienen escasos cuarzos detríticos de tamaño arena, así como dudosos pseudomorfos de evaporitas.

#### Belmonte

En los alrededores de esta población existen afloramientos dispersos de esta unidad que, aunque de mala calidad, sirven para reconocer la existencia de *Lacazinas*, así como para conocer sus principales microfacies.

En general, están constituidos por mudstones a packstones de biomicritas y biopelmicritas en facies algo brechoides. Presentan frecuentes moldes de evaporitas. La fauna está compuesta por: fragmentos de bivalvos (rudistas entre otros), gasterópodos turriculados, equinodermos, algas dasycladáceas (*Acicularias*), ostrácodos y foraminíferos bentónicos (miliólidos, rotálidos y los géneros *Cuneolina*, *Ataxophragmium*, *Dicyclina*, *Dictyopsella* y *Lacazina elongata*).

En Rada de Haro se han reconocido algunas secciones de *Microcodium* en estos mismos niveles calcáreos.

#### Carretera Rada de Haro a Carrascosa de Haro

Próximo al puente del río Zancara se observa esta unidad, en facies brechoides, pero con una estratificación relativamente visible. Se reconocen numerosas secciones de *Lacazinas*.

En una cantera próxima se observan unos 20 m. de calizas brechoides sobre el tramo margoso de la base de esta unidad, el cual se encuentra bastante cubierto.

Las microfacies estudiadas corresponden a biopelmicritas y biopelsparitas con textura wackestone-packstone y grainstone.

La micrita suele tener un aspecto grumelar. Los peloides presentan tamaños normalmente comprendidos entre 0,05 y 0,2 mm. La fauna es abundante y variada, reconociéndose fragmentos de bivalvos gasterópodos, equinodermos, ostrácodos, algas y foraminíferos bentónicos tales como miliólidos, rotálidos, discórbidos, textuláridos y ophtalmídeos, habiéndose determinado los géneros *Ataxophragmium*, *Cuneolina*, *Dicyclina* y *Heteroporella*.

Existen frecuentes poros móldicos que podrían corresponder a pseudomorfos de cristales de evaporitas. La micritización de los componentes es bastante intensa. Algunas conchas de bivalvos se encuentran afectadas por silicificaciones parciales en forma de megacuarczo.

#### Estrecho del Hocino

En la carretera de Villaescusa de Haro a Villalgordo del Marquesado, próximo al lugar denominado "Estrecho del Hocino", aflora esta unidad en el talud correspondiente a una curva rectificada.

Sobre el tramo margoso basal, comienzan las facies brechojales con zonas de abundante arcilla de decalcificación rojiza, así como cementaciones travertínicas. El aspecto es bastante caótico, pudiéndose distinguir a veces ciertos indicios de estratificación.

El estudio petrográfico de sus clastos nos ha revelado que existen microfacies bastante variadas, que van desde mudstones con fósiles hasta wackestones y packstones de biopelmicritas, a veces algo intraclásticas; también son frecuentes los grainstones.

La matriz suele ser en general microcristalina, algo gruesa, de aspecto peletífero. Los peloides presentan dos modalidades en cuanto a su tamaño medio; una que varía entre 0,05 y 0,15 mm., y la otra de 0,25 a 0,40 mm. A veces coexisten ambos tamaños. Los mayores presentan un aspecto de pseudoolitos, ya que normalmente no se observa una estructura interna. Algunas veces se distinguen *Favreinas* (pellets fecales de crustáceos). La fauna es bastante variada. A simple vista se reconocen secciones de rudistas y de *Lacazinas*. A partir de las láminas delgadas se han podido reconocer: fragmentos de bivalvos, equinodermos, gasterópodos, ostrácodos, algas (dasycladáceas: *Acicularia elongata*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* y *Characéas*) y foraminíferos bentónicos, tales como miliólidos, discórbidos, ophtalmídeos, lagénidos y los géneros *Rotalina*, *Marssonella*, *Discorbis*, *Ophtalmidium*, *Ataxophragmium*, *Cuneolina*, *Neoendothyra* y *Nummofallotia cretacea*.

La micritización de los granos es intensa. En muchos casos han perdido su textura original, posiblemente de foraminíferos.

Es importante señalar la existencia de un proceso de yesificación bastante generalizado, que afecta a todo este tramo brechoide. Dicho proceso comienza por la aparición de pequeños cristales aislados en la matriz calcárea (Lám. XXIV,4). Otras veces ocupan los espacios intergranulares de las facies calcareníticas (Lám. XXIV,5). El volumen de yeso puede llegar a ser importante, reemplazando a buena parte de los componentes, fundamentalmente a los fragmentos de conchas de bivalvos. En ocasiones el yeso se ha disuelto, dejando una porosidad móllica, o bien rellenándose posteriormente por cemento de calcita esparítica (Lám. XXIV,6).

Otro hecho a destacar es la presencia de *Microcodium*. Son relativamente frecuentes las colonias de prismas radiales, a veces dispersos individualmente por la matriz. En ocasiones parecen estar afectados por la micritización.

#### Fuentelespino de Haro

Esta unidad senoniense aflora en una cantera situada a unos 500 m. al N de esta población. La potencia visible es de unos 20 m. Aunque la estructura es totalmente brechoide se reconoce cierta estratificación. A primera vista se distinguen dos tipos de brechas; una compuesta por clastos más o menos iguales, mientras que otras presentan sus clastos con tonos más variados, algo más redondeados y con una cantidad de matriz importante.

La relación de los clastos entre sí es variada. Unas veces están separados por cemento esparfítico y otras lo hacen por una matriz micrítica. En ocasiones los clastos presentan contactos estilolíticos. Frecuentemente tienen grietas internas que a veces llegan a dividir los clastos totalmente.

La forma y tamaño de los clastos es variada. Existen desde milimétricos hasta bloques métricos, así como desde redondeados a angulosos. Los bordes pueden ser netos o difusos.

La fauna es prácticamente inexistente; sólo se reconoce alguna valva de ostrácodos. SANCHEZ SORIA (1973) cita la existencia de *Lacazinas* en las proximidades de esta localidad.

Las microfacies con textura deposicional más frecuentes son las micritas, pelmicritas y oosparitas. Los peloides presentan una selección regular con tamaño medio de 0,1 mm. y centil de 0,5 mm. Los ooides están mejor seleccionados, con tamaños medios de 0,25 a 0,4 mm. y centil de 0,6 mm. Su estructura interna es variada, a veces muy micríticas y otras con envueltas concéntricas claras en número variable, generalmente comprendido entre 1 y 5 capas. A veces estos ooides están algo deformados o rotos.

Normalmente se observa un proceso de dolomitización en forma de cristales romboédricos (Lám. XXV). La densidad de estos



cristales presenta variaciones significativas; en las grietas o en sus proximidades suele haber una mayor concentración en el interior del clasto. Asimismo, hay una mayor densidad en la pasta que en los clastos. Dentro de los clastos se observa que unos están más dolomitizados que otros, pero sin seguir un criterio textural definido.

Frecuentemente, a la dolomitización se ha superpuesto un proceso de dedolomitización, que ha transformado en calcita los cristales romboédricos de dolomita. Este fenómeno, sin embargo, no es generalizado, conservándose la mineralogía de dolomita en bastantes casos.

Además existe un proceso de micritización que afecta a los granos, impidiendo en gran parte su reconocimiento.

Las grietas que afectan a estos carbonatos pueden presentar rellenos de sedimento. Otras veces están rellenas de cemento esparfítico de calcita.

#### Villares del Saz

Esta serie se ha estudiado en el talud de la carretera Madrid - Valencia, en el flanco W del anticlinal que la atraviesa, en las proximidades a esta población.

La separación entre la unidad "dolomías y calizas turo nienses" y la suprayacente "margas y calizas senonienses" se realiza mediante un tramo calco-margoso semicubierto, de fácil diferenciación sobre el terreno, que constituye la base de la última unidad.

Los niveles más calcáreos de este tramo calco-margoso presentan microfacies que oscilan entre mudstones y packstones

de biopelmicritas. Los peloides están mal seleccionados, con tamaños variables entre 0,02 y 0,20 mm. Algunos de los mayores corresponden a *Favreina*. También se observan algunos intraclastos redondeados. Presentan una recristalización irregular a microesparita y seudoesparita, que está relacionada en ocasiones con la presencia de prismas *Microcodium*. También se reconocen fragmentos de bivalvos, gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos (*Rotalia* y *Rotalina*).

Sobre este tramo calco-margoso se sitúan unos 20 m. de calizas brechoides, apenas estratificadas, donde se encuentran intercalados clastos de carbonatos totalmente recristalizados con otros que presentan texturas deposicionales claras. Estos últimos presentan microfacies dominantes de biomicritas con textura wackestone, rara vez mudstone o packstone.

Los peloides son bastante irregulares en tamaño llegando a confundir con la micrita de aspecto grumelar. A veces se reconocen *Favreinas*.

La fauna que ha sido posible determinar está compuesta por fragmentos de bivalvos, gasterópodos (a veces turriculados), equinodermos, ostrácodos, algas dasycladáceas (*Thaumatoporella*, *Heteroporella*, *Acicularia*), foraminíferos bentónicos (miliólidos, discórbidos, rotálidos, lagénidos, *Ophtalmidium*, *Vidalina*, *Rotalia*, *Cuneolina*, *Rotalina*, *Lacazina*). Al techo son frecuentes los prismas sueltos o formas arrosariadas de *Microcodium*.

Son bastante frecuentes los poros móldicos atribuibles a cristales de evaporita. A veces se encuentran rellenos de cemento de calcita esparítica.

### Zafra de Záncara

En el flanco SW del anticlinal y sobre las dolomías cristalinas turonienses se dispone un tramo margoso de unos 3 m. En lámina delgada se reconoce una textura recristalizada constituida por cristales de seudoesparita, de unas 50  $\mu$  de tamaño medio. También existen cuarzós detríticos de tamaño aleurita-arena fina dispersos en la seudoesparita.

A continuación siguen 8 m. de facies brechoides, recristalizadas y muy dolomitizadas. Presentan texturas equigranulares con relictos de textura original (posiblemente bioclastos) y numerosos cristales romboédricos de dolomita, a veces dedolomitizados y en otras ocasiones tienen el núcleo disuelto. Asimismo, se reconocen bastantes cuarzós de tamaño arena fina a media, a veces idiomorfos (autigénicos), y otras veces con formas irregulares (posiblemente detríticos).

Siguen unos 20 m. de facies bastante brechoides, con texturas deposicionales dominantes. En la base se reconoce un nivel calichificado con *Microcodium* y texturas de raíces (paleosuelo ?) (Lám. XVI, 1 y 2).

A continuación existen 2 m. de calizas recristalizadas. Luego comienza a reconocerse numerosas secciones de *Lacazinas*, así como texturas oolíticas. En general, son microfacies del tipo packstones de biopelmicritas y grainstones oolíticos (Lám. XVI, 3 y 4). La fauna asociada está compuesta por fragmentos de bivalvos, gasterópodos, ostrácodos, algas dasycladáceas (*Acicularia*), y foraminíferos bentónicos (ophtalmídeos, miliólidos, *Lacazina elongata*, *Cuneolina pavonia*, *Scandonea mediterránea*, *Nummuloculina*, *Spiroloculina*, *Montcharmontia apennínica*, *Bolivinosia*, *Vidalina hispánica*, *Rotalina*, *Idalina*).

Junto con estas microfacies deposicionales existen car-

bonatos recristalizados intercalados, afectados por procesos de dolomitización más o menos intensos. También son muy frecuentes los poros móldicos correspondientes a cristales idiomorfos de evaporitas (formas tabulares, rómbicas, y lenticulares principalmente), que afectan tanto a los granos como a la matriz o cemento que los rodea. Los fenómenos de compactación son claramente visibles en las facies oolíticas, donde se reconocen interpenetraciones, rotura de envueltas, etc. La presencia de grietas suele favorecer los procesos de recristalización, notándose una mayor transformación en sus proximidades.

#### El Cañavate

La serie se ha realizado a lo largo de un barranco perpendicular al anticlinal existente, en su flanco N. El afloramiento no es bueno dada la suave topografía, pero creemos que aporta datos interesantes.

La unidad comienza con el tramo de margas verdosas característico de toda la región. Los niveles más calcáreos de este tramo están formados por una micrita con escasos fósiles, algo dismicrítica, cuya matriz es bastante gruesa. Se han reconocido ostrácodos, miliólidos, textuláridos y rotálidos.

A continuación, y hasta el final de la serie, sigue una alternancia de margas y calizas de unos 25 a 30 m., con mala estratificación, a veces algo nodulosa o brechoide. Alternan las calizas de aspecto oolítico con otras fosilíferas, en las que se reconocen secciones de rudistas y de *Lacazinas*, y por último, otras micríticas con escasos microforaminíferos. En menor proporción se reconocen calizas intraclásticas.

Las microfacies más abundantes están constituidas por packstones a grainstones de bioclastos y peloides (Lám. XXVI, 5).

Estos últimos están bastante mal seleccionados, con tamaños medios comprendidos entre 0,05 y 0,40 mm. En ocasiones se conservan verdaderos oolitos con envueltas de crecimiento bien definidas. Los intraclastos presentan tamaños y formas muy variados (Lám. XXVI, 6). En general, tienen una mala selección y un mal lavado o recristalización de la micrita (Lám. XXVI, 7 y 8).

Los granos suelen estar bastante micritizados y, en muchos casos, se reconocen primitivos foraminíferos. La fauna determinada está compuesta por fragmentos de bivalvos (rudistas entre otros,) gasterópodos, algas dasycladáceas (*Heteroporella*, *Thaumatoporella parvove siculifera*), ostrácodos y foraminíferos bentónicos (ophtalmídeos, textuláridos, lagénidos, miliólidos, rotálidos, ataxophragmídeos, lituólidos, discórbidos, *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Ammodiscus* y *Lacazina*).

En ocasiones se reconocen poros móldicos de cristales de evaporitas. Las microfacies están afectadas por procesos de microesparitización o recristalización de la micrita. Es frecuente, también, observar grietas rellenas de sedimento que indican su carácter temprano de formación. Dichas grietas parecen corresponder a zonas más favorables para su posterior dolomitización, como veremos en el apartado correspondiente.

### Sisante

En esta localidad se han muestreado dos series; una sobre el lugar denominado "torcas de Sisante" y la otra al N de esta localidad, en un barranco paralelo a la carretera que lleva a Honrubia.

La primera serie comienza con el tramo característico de margas verdes. Son aproximadamente 6 m. y están formadas por calizas margosas de aspecto brechoide, muy alteradas. Dicha alteración se

reconoce en lámina delgada como una microesparitización generalizada que borra las texturas primarias, y que va acompañada por colonias de *Microcodium* en forma de cristales prismáticos, con disposición radial o similar.

Siguen unos 10 m. de calizas mal estratificadas, unas veces de aspecto oolítico y otras de micritas fosilíferas. En lámina delgada se observa que la base está formada por un packstone biomicrítico con fragmentos de bivalvos, ostrácodos, foraminíferos bentónicos (textuláridos, *Discorbis* y *Rotalina*), así como numerosas plaquitas monocristalinas, que atribuimos a cristales prismáticos dispersos correspondientes a las colonias de *Microcodium*. Siguen, a continuación, packstones de biomicritas alternando con grainstones oolíticos. Los primeros presentan numerosas secciones de algas dasycladáceas (*Acicularia*, *Heteroporella*), además de fragmentos de bivalvos (rudistas entre otros), gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos (miliólidos, ophtalmídeos, textuláridos y ataxophragmídeos). Algunas veces están afectados por una porosidad secundaria, mólida, por disolución de cristales de evaporitas. Los grainstones oolíticos están formados por ooides con envueltas poco claras, debido a su intensa micritización. Su tamaño es bastante variable, entre 0,2 y 0,8 mm. A veces están agrupados, en forma de granos compuestos, con bastante micrita entre ellos ("lumps").

La serie termina con una caliza de aspecto conglomerático. En lámina delgada se observa que se trata de una alteración manifestada en forma de una intramicrita con zonas dismicriticas y microesparíticas, con presencia de numerosas colonias de *Microcodium* en forma de cristales dispersos.

En la otra serie, al N de Sisante, dominan también los packstones de biopelmicritas; a continuación, los grainstones oolíticos más o menos fosilíferos, y, por último, las facies más micriticas (mudstones y wackestones).

La fauna encontrada es abundante y diversa: fragmentos de bivalvos (rudistas entre otros), gasterópodos, ostrácodos, algas dasycladáceas (*Thaumtoporella parvovaseiculifera*) y foraminíferos bentónicos (rotálidos, ophtalmídeos, textuláridos, ligénidos, *Discorbis*, *Cuneolina*, *Minouxia*, *Cuneolina*, *Idalina*, *Dicyclina* y *Lacazina*); además, se observan pelets fecales del tipo *Favre*na. Las conchas de bivalvos presentan, a veces, silicificaciones en forma de megacuarzo.

El espesor total de la serie son unos 30 m., encontrándose en la parte inferior otro nivel con abundante *Microcodium*, que se podría correlacionar con el de la otra serie descrita.

#### Alarcón

Esta serie ha sido estudiada anteriormente por nosotros (FERNANDEZ CALVO et al. 1979). Resumidamente podemos indicar que comienza por 6 m. de margas verdosas con abundantes colonias de *Microcodium* en su parte superior. Siguen 66,5 m. visibles de calizas blanquecinas, bien estratificadas, con pequeñas intercalaciones margosas. En general, son packstones y grainstones cuyos componentes fundamentales son pseudoolitos y fósiles. La fauna determinada se compone de bivalvos (rudistas entre otros) equinodermos, gasterópodos, briozoos, algas (*Acicularia*), ostrácodos y foraminíferos bentónicos (miliólidos, ataxophragmididos, rotálidos, textuláridos, *Cuneolina*, *Dicyclina* y *Lacazina*).

#### Valera de Abajo

En la "Hoz del río Gritos", hacia las proximidades de Valera de Abajo, se ha levantado esta serie. Comienza con el tramo de margas verdosas de fácil diferenciación sobre el terreno. Está compuesto por 5 m. bastante cubiertos. Siguen 2,5 m. de cali-

zas recristalizadas, dedolomitizadas, con estratificación cruzada de mediana escala y una superficie ferruginizada a techo. Continúan margas verdosas de potencia muy irregular, de 1 a 4 m., intercaladas con calizas recristalizadas de aspecto arenoso.

Sobre este conjunto, predominantemente margoso, se disponen unos 40 m. de carbonatos de facies brechoides, localmente algo estratificados. En general, son calizas muy recristalizadas, parcialmente dedolomitizadas, con presencia de formas rómbicas al estudiarlas al microscopio en lámina delgada. Normalmente se observan mosaicos de seudoesparitas con relictos de bioclastos poco identificables. Con dificultad, parecen encontrarse fragmentos de bivalvos, gasterópodos, miliólidos y posiblemente *Thaumatoporella*. Hacia el techo las facies deposicionales son más frecuentes, reconociéndose numerosas secciones de rudistas y de *Lacazinas*. Sin embargo, suelen estar afectadas por procesos de dolomitización, dedolomitización y yesificación que enmascaran la textura primitiva.

#### 3.3.4. Variaciones laterales y verticales

Como resultado de las descripciones anteriormente efectuadas podemos decir que esta unidad presenta varias litofacies claramente diferenciables.

En primer lugar tenemos el tramo de margas verdosas, presente en toda la zona de estudio, que es un buen nivel para separar estas unidades estratigráficas. Los estudios mineralógicos de las arcillas han dado como resultado que están compuestas por montmorillonita e interestratificados illita-montmorillonita. La illita es escasa y de muy baja cristalinidad.

A continuación sigue el tramo predominantemente calcáreo, en



en el que esquemáticamente se pueden sintetizar cuatro litofacies, cuya distribución geográfica se refleja en la Fig. 38.

1.- Litofacies recrystalizadas. Se sitúan predominantemente en la región W, excepto en su extremo S. Aunque se suele reconocer cierta estratificación, ésta no suele ser clara, apareciendo también en forma de bancos masivos y otras veces con carácter brechoide.

2.- Litofacies de brechas de clastos calcáreos y dolomíticos. En la zona N estudiada predominan las facies brechoides, a veces con pequeñas intercalaciones de niveles estratificados. Se pueden diferenciar dos tipos de clastos; los correspondientes a calizas, generalmente fosilíferas, con las texturas deposicionales bien conservadas, y aquellos que están totalmente recrystalizados, algunos de los cuales presentan texturas de dedolomitización. Dentro de la columna general, se observa que las facies recrystalizadas están situadas en la parte inferior, con más frecuencia, mientras que hacia la superior la textura deposicional está mejor conservada.

3.- Litofacies de brechas de clastos calcáreos. En la zona central del área de estudio las facies recrystalizadas son poco frecuentes. Los clastos de estas brechas conservan su textura deposicional, aunque son frecuentes los comienzos de dolomitización y yesificación, que no han progresado suficientemente como para destruir las texturas originales.

4.- Litofacies de calizas estratificadas. En general, se trata de calizas blanquecinas bien estratificadas, en ocasiones algo nodulosas, pero normalmente con texturas deposicionales bien conservadas.

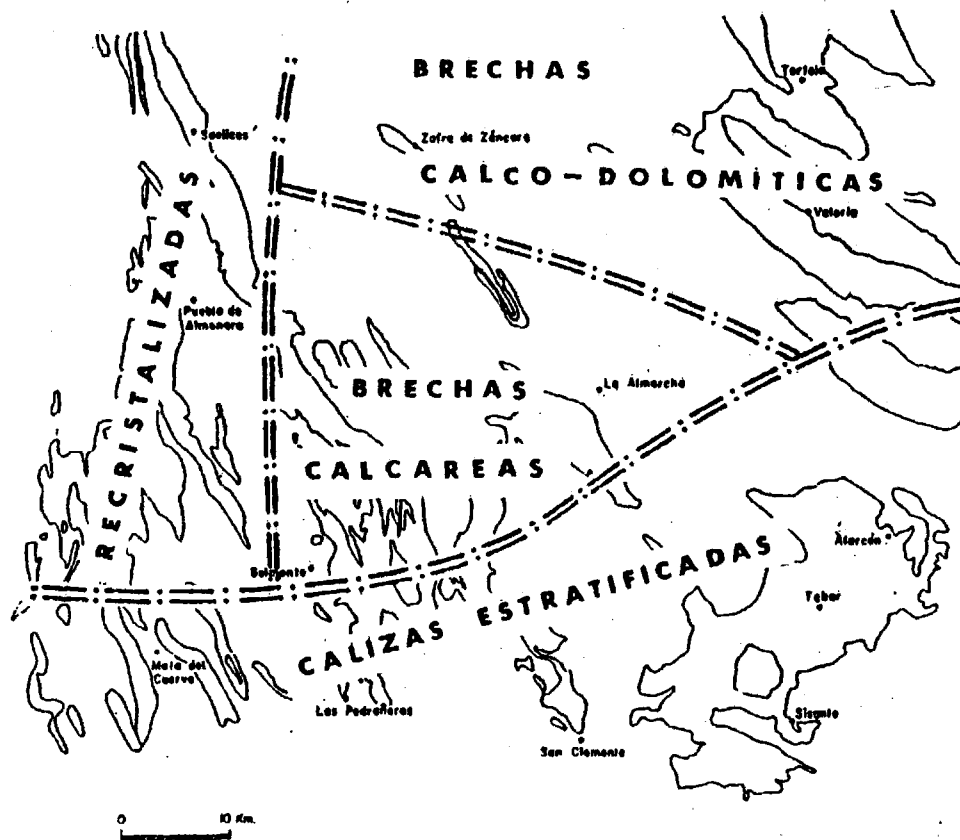


Fig. 38. Distribución de las distintas litofacies calcáreas que se apoyan sobre el tramo de margas verdosas en la unidad "margas y calizas senonienses"

### 3.4.5. Microfacies

A partir del estudio petrológico detallado de unas 150 láminas delgadas se han caracterizado los materiales de esta unidad, "margas y calizas senonienses", en una serie de microfacies cuyas principales características, tanto texturales como composicionales, se describen seguidamente.

#### 3.4.5.1. Biopelmicritas

Son las microfacies más abundantes de esta unidad (31% del total de las muestras estudiadas). Presentan texturas que varían de wackestones a packstones, si bien las últimas son bastante más frecuentes (Lám. XVII, 1 y 2).

El contenido en micrita oscila entre un 15 y un 50% con valores medios del 30% sobre el resto de los componentes. Suele ser oscura y criptocristalina, aunque a veces está algo recristalizada a microesparita, dando texturas de "seudograinstone". La esparita es escasa, pero en ocasiones presenta valores del 10%.

Los intraclastos no son muy frecuentes. Suelen estar bien redondeados y su tamaño varía gradualmente hasta considerarlos como peloides. Los peloides están presentes en cantidades variables del 10 al 60% (valor medio de un 25%) y sus dimensiones oscilan entre 0,1 y 0,8 mm. de diámetro. A veces se pueden diferenciar dos modalidades que coexisten en ocasiones, con tamaños medios de 0,2 y 0,6 mm. respectivamente. No suelen presentar una estructura interna diferenciada, salvo los pellets fecales de crustáceos denominados *Favreina*. No suelen coexistir con ooides que presenten claros revestimientos concéntricos.

Los bioclastos son los componentes dominantes. Se encuen

tran en cantidades comprendidas entre el 10 y el 60%, con valor medio del 30%. La fauna determinada es bastante variada. Fundamentalmente se trata de fragmentos de bivalvos (rudistas muy frecuentemente), gasterópodos, equinodermos, algas (abundantes dasycladáceas y también escasas, pero significativas, charáceas), ostrácodos y foraminíferos bentónicos.

Es importante señalar que en alguna serie estas microfacies presentan reemplazamientos por yeso. Del mismo modo, son características las silicificaciones parciales de las conchas de bivalvos por megacuarzo.

#### 3.4.5.2. Biopelsparitas.

Es una microfacies bastante abundante (20% del total de las láminas estudiadas). Están constituidas por bioclastos y peloides con textura grainstone (Lám. XVII,3). Sin embargo, prácticamente en la mitad de las muestras existe algo de micritita. El cemento esparfítico es el componente ortoquímico más abundante, oscilando su contenido entre un 10 y un 40% (valor medio de 20%).

Los intraclastos son bastante frecuentes (en un 50% de las muestras estudiadas), en proporciones comprendidas entre el 5 y el 30%. Sus tamaños varían hasta confundirse con peloides y normalmente están bien redondeados. Estos peloides están en cantidades que oscilan entre un 10 y un 60% (valor medio de 30%). Sus tamaños varían entre 0,1 y 0,8 mm. de diámetro.

Los bioclastos son los componentes más abundantes. Hay que tener presente que la micritización de foraminíferos bentónicos pueden aumentar el porcentaje estimado de los peloides. Se han reconocido: fragmentos de bivalvos (rudistas entre otros),

gasterópodos, equinodermos, briozoos, algas, ostrácodos y foraminíferos bentónicos.

En ocasiones se observa la presencia de poros móldicos, interpretados como pseudomorfos de cristales de evaporitas.

#### 3.4.5.3. Oosparitas.

En este grupo hemos considerado los grainstones compuestos fundamentalmente por ooides. No son muy abundantes, ya que sólo se encuentran en un 6% de las muestras estudiadas (ver Lám. XVI, 4).

Los ooides constituyen aproximadamente un 50% del total de componentes. Presentan un número variable de envueltas, si bien la relación núcleo/corteza es alta y, a veces, sólo se distingue la última envuelta. Los núcleos suelen estar constituidos por peloides o bioclastos diversos, desde fragmentos de moluscos a foraminíferos bentónicos (Lám. XXVII, 4). El tamaño es bastante variable, entre 0,2 y 1,0 mm. de valores extremos, y 0,4 a 0,8 mm. más frecuentemente.

Estas microfacies pueden contener algo de micrita (entre un 5 a un 10% del total de componentes). Son bastante frecuentes también los litoclastos de formas y tamaños variados, mientras que los peloides son escasos.

Los bioclastos están en proporciones comprendidas entre un 5 y un 20%, habiéndose reconocido bivalvos, gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos.

#### 3.4.5.4. Biomicritas

Son microfacies relativamente abundantes, pues se encuentran en un 17% de las láminas estudiadas. Predominan aquellas que tienen textura wackestone (Lám. XXVII,5), y en menor proporción, packstone.

Los bioclastos se encuentran en cantidades que oscilan entre un 5 y un 70% como valores extremos, siendo la media un 35%. Se han determinado: fragmentos de bivalvos (rudistas entre otros), gasterópodos, equinodermos, algas (dasycladáceas, charáceas) y foraminíferos bentónicos.

Los intraclastos prácticamente están ausentes. Los peloides también son poco frecuentes, aunque en algunos casos sobrepasan un 10%.

La matriz micrítica es el componente dominante. Se encuentra en una proporción media del 50% con valores extremos del 20 y 90%. Suele ser micro a criptocristalina. A veces presenta recristalización a microesparita y pseudoesparita.

Algunas conchas de pelecípodos están afectadas por procesos de silicificación por megacuarcos. En ocasiones se observan cristales de yeso difusos, así como sus pseudomorfos huecos debidos a la disolución posterior.

#### 3.4.5.5. Micritas.

Las microfacies constituidas predominantemente por micritas se encuentran en pequeña proporción (un 4% del total de las muestras).

La matriz micrítica domina sobre el resto, variando de un

90 al 100 % en su contenido sobre el total de componentes. El resto lo constituyen algunos peloides y bioclastos como: bivalvos, gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos.

Esporádicamente se reconocen pseudomorfos de evaporitas como los de la Lám. XXVII,6.

#### 3.4.5.6. Intramicritas

En este grupo hemos incluido un tipo muy particular de microfacies. Esto se debe a que una parte cuantitativamente importante de ellas se interpreta como carbonatos que han sufrido un proceso de alteración, por lo que su denominación, en el sentido de FOLK (1962), no sería del todo correcta, ya que no suele tratarse de texturas deposicionales. Mantenemos, sin embargo, el nombre de intramicritas en un sentido textural puramente descriptivo (ver Lám. XXVIII).

Normalmente presentan un aspecto brechoide debido a una amplia microesparitización de la matriz presente. En lámina delgada aparece con tonos más claros que la parte no afectada por la transformación, la cual, además de ser más oscura, conserva mejor las texturas deposicionales.

Las zonas alteradas suelen presentar colonias y prismas sueltos de *Microcodium*. Si bien el origen de este problemático organismo no está del todo resuelto, en el siguiente capítulo se discutirá sobre su posible interpretación.

Aunque predominan las facies micríticas, es frecuente la presencia de algunos organismos como : bivalvos (rudistas entre otros), gasterópodos, algas, equinodermos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos (Lám. XXVII,7).

#### 3.4.5.7. Seudoesparitas y Doloesparitas.

Incluimos aquí las microfacies cuya textura deposicional ha sido obliterada.

Si bien la mayor parte están constituidas por cristales de pseudoesparita, en bastantes ocasiones se pueden observar relictos de formas rómbicas que indican la presencia de cristales de dolomita primitivos, que se han transformado a calcita. En contadas ocasiones se conserva la mineralogía dolomítica, lo cual permite confirmar esta interpretación. Los rombos relictos presentan tamaños extremos de 10 a 400  $\mu$ , pero normalmente están comprendidos entre 50 y 200  $\mu$ .

Los procesos de dedolomitización tienen texturas análogas a las descritas para la unidad inferior turoniense.

En ocasiones, estas texturas recristalizadas conservan relictos de la fábrica deposicional. Esto puede ser debido a que el proceso de transformación no se ha completado. (Lám. XXVII,8), o a la presencia de grandes fragmentos de conchas de rudistas. Otras veces, sin embargo, los relictos no son identificables.

#### 3.4.6. Discusión e interpretación sedimentológica

La unidad comienza por un tramo margoso muy característico, presente en toda la región estudiada. Este cambio litológico, junto con la presencia de charáceas y ostrácodos apunta a una variación del ambiente de sedimentación, con una posible influencia continental.

Esta influencia continental queda confirmada por la existencia de texturas de alteración, que generalmente van asociadas



a la presencia de *Microcodium* (Láms. XXVIII y XXIX).

Aunque el problema del origen del *Microcodium* no está definitivamente resuelto, existe un acuerdo generalizado sobre su significado geológico. Es a partir de JOHNSON (1953) cuando se le admite un origen orgánico. LUCAS y MONTENAT (1967) subrayan los procesos de formación y reemplazo de los carbonatos por este organismo, que parece desarrollarse en cavernas subterráneas al abrigo de la luz. ESTEBAN (1974) indica la estrecha relación existente entre la presencia de *Microcodium* y el desarrollo de caliches. BODERGAT et al. (1975) subrayan que su desarrollo es exclusivo de ambientes continentales, y particularmente de paleosuelos. Recientemente, KLAPPA (1978) realiza una interesante y exhaustiva síntesis sobre este problema, subrayando el valor que tiene como criterio de reconocimiento de paleosuelos. En base a las analogías con los actuales ecosistemas edafológicos sugiere que el origen del *Microcodium* es por calcificación de "micorrizas" (asociación simbiótica entre hongos y células corticales de raíces).

De acuerdo con los anteriores autores, nosotros pensamos que este tramo margoso ha sufrido un importante proceso de alteración bajo condiciones continentales. Aunque no se reconocen procesos de calichificación muy avanzados, la presencia de texturas brechoides, con zonas de microesparitización, seudoesparitización y pequeñas cementaciones locales, coincide con las descritas por ESTEBAN (1974) para los caliches, pudiendo corresponder a estadios tempranos de su formación. Este hecho viene también apoyado por la presencia de ferruginizaciones locales, observables a distintas escalas, tanto en afloramiento como en lámina delgada.

Su estudio al M.E.B. (Microscopio Electrónico de Barrido) revela que los cristales de *Microcodium* presentan caras curvas bien desarrolladas, así como pequeños poros de formas tubulares

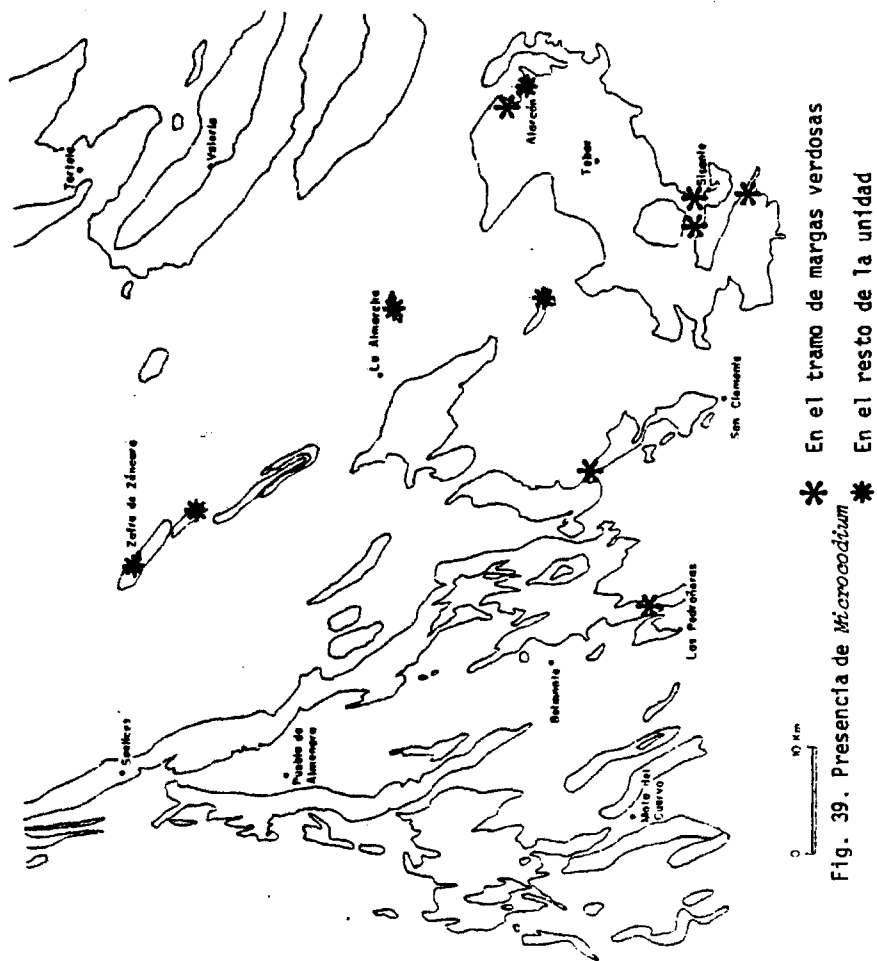
análogas a los que atribuye KLAPPA (1978) a huellas de filamentos no carbonatados (Lám. XXIX, 3, 4, 5 y 6).

Un problema que podría plantearse es la edad de dicha alteración; es decir, su posible relación con la sedimentación, o bien su carácter claramente tardío.

Gran parte de los autores que han estudiado cuestiones sobre el *Microcodium* (LUCAS Y MONTENAT, 1967; BODERGAT, 1974; ESTEBAN 1974; KLAPPA, 1978; SMIT, 1979) creen que dicho organismo no aparece hasta el Paleoceno. El hecho de haberlo encontrado en testigos de sondeo a unos 60 m. de profundidad (FERNANDEZ CALVO et al., 1979), así como su distribución concreta en la columna estratigráfica, nos hace pensar que tales alteraciones ocurrieron durante el período comprendido entre el Turoniense Inferior y Santoniense. En la Fig. 39 se han representado las localidades donde se ha encontrado *Microcodium*, diferenciando las correspondientes al tramo de margas verdosas de las del resto de la unidad. Estos datos son la suma de los recogidos por nosotros, junto con los aportados por el estudio de la "Información Complementaria" de las Hojas del Plan M.A.G.N.A. facilitada por el I.G.M.E.

Por tanto, y de acuerdo con las consideraciones anteriormente expuestas, parece claro que en el tiempo comprendido entre el Turoniense Inferior y el Santoniense se registra un importante período regresivo que deja patente su influencia continental. Esto confirmaría las ideas de SANCHEZ SORIA (1973, 1975) y VIALARD (1973) sobre la existencia de dos subciclos sedimentarios dentro del Ciclo Superior del Cretácico.

Sobre el tramo margoso se inicia de nuevo una sedimentación predominantemente carbonatada. La presencia de distintas litofacies, indicadas en la Fig. 37, en determinadas áreas geográficas, es consecuencia de la actuación de distintos procesos diagénéticos (dolomitización-recristalización-yesificación-brechifi-



cación). Sin embargo, vamos a ver que existe una estrecha relación entre dichas transformaciones y las características sedimentológicas, así como con la propia evolución de la cuenca sedimentaria.

Las litofacies recrystalizadas que afectan fundamentalmente a la región W presentan características petrológicas muy similares a los materiales turonienses. La mala calidad de estos afloramientos, así como la recrystalización que ha tenido lugar, impiden un aporte de datos sobre las posibles condiciones de sedimentación. Sin embargo, sus relaciones espaciales con el resto de las litofacies, así como la interpretación de las transformaciones diagenéticas, veremos que serán de gran utilidad para su mejor conocimiento.

En una amplia región dominan las brechas de clastos calcáreos y/o dolomíticos, a excepción de la zona sur donde la brechificación es muy escasa. El estudio de los clastos de estas brechas, cuando presentan una textura deposicional bien conservada, nos ha permitido caracterizar un medio de sedimentación de plataforma marina somera, con una amplia variedad de submedios.

Si nos referimos a los cinturones de Facies Standard ("Standard Facies Belts") de WILSON (1975), el estudio de las microfacies, junto con los datos de campo, nos indican que se trata fundamentalmente de facies de plataforma marina abierta ("Open marine platform facies"), detrás del borde externo de la plataforma. Son microfacies de texturas muy variadas, desde mudstones hasta grainstones, correspondientes a un lagoon abierto con predominio de facies submareales, de baja energía, sobre las intermareales, de mayor energía. En menor proporción, también estarían representadas las facies de "arenas del borde de la plataforma" ("sands on edge of platform") con facies oolíticas, así como de "plataforma restringida" y "plataforma evaporítica" ("restricted platforms", "platform evaporites") con presencia de

minerales evaporíticos, fundamentalmente yeso y/o anhidrita y domita. Esto justificaría el hallazgo de anhidritas en los sondeos de Tiernes (RIOS, 1962, 1966) y Villanueva de los Escuderos (MELENDEZ HEVIA, 1975).

El conjunto de microfacies que caracterizan a estos materiales representan condiciones energéticas bastante variables. Los gráinstones de biopelsparitas y oosparitas, relativamente abundantes, corresponderían a zonas de energía moderada a alta, posiblemente relacionadas con áreas de barras y canales. A zonas próximas, pero algo más protegidas, corresponden los packstones de biopelmicritas con un alto porcentaje en componentes aloquímicos. Los mayores contenidos de matriz micrítica (mudstones) y wackestones de fósiles) se situarían en las zonas de energía más débil, con una mayor acumulación de fango micrítico.

Esta variedad de submedios se refleja también si consideramos el tipo y abundancia de los organismos presentes. Por un lado, tenemos asociaciones claramente marinas (rudistas y equinodermos) que formarían parte de los grainstones y packstones de las zonas más externas de la plataforma. En cambio, en las zonas más internas, hacia el continente, son más frecuentes los miliólidos, ostrácodos y charáceas. Esto supondría una sedimentación en una zona donde las aguas presentan una salinidad variable, desde claras influencias de agua dulce hasta zonas restringidas hipersalinas. En la amplia zona intermedia (lagoon) son abundantes los bivalvos (rudistas entre ellos), numerosos foraminíferos bentónicos y algas.

La frecuente aparición de dasycladáceas necesitaría estudios más detallados para precisar cuestiones paleoecológicas, ya que se ha visto que se adaptan a medios muy diversos en cuanto a profundidad, salinidad, etc. (JAFFREZO, 1980). La distribución de *Lacazinas* supone para VIALARD (1973) un carácter menos sonero que las facies con abundantes charáceas y discóridos. Nues-

tras observaciones indican, sin embargo, que las *Lacazinas* son frecuentes en una región más amplia que la definida por dicho autor, como se observa en la Fig. 39. Esto pone de manifiesto la variabilidad o alternancia de distintos submedios que registra esta unidad.

Otro factor muy importante en la interpretación sedimentológica de estos materiales es la composición litológica. La coexistencia de calizas, dolomías y yesos, afectados por procesos de brechificación, ha sido citada por numerosos autores, entre ellos LUCIA (1972); WILSON (1975); SCHREIBER y FRIEDMAN (1976) y SCHREIBER (1978). Esta sedimentación mixta evaporítico-carbonatada es característica de zonas directamente relacionadas con la línea de costa, en ambientes de intensa evaporación. La brechificación se produce, fundamentalmente, a causa del colapso por disolución de los niveles evaporíticos, tal como se verá en el capítulo correspondiente.

En toda la región sur es, sin embargo, donde la buena estratificación y conservación de las texturas deposicionales permite establecer algunas variaciones significativas. En la zona de Mota del Cuervo-Las Pedroñeras, las calizas son predominantemente micríticas, con frecuentes pseudomorfos de evaporitas, que corresponderían a una sedimentación muy somera; los niveles más fosilíferos y peletíferos corresponderían a un medio submareal o de lagoon somero. En la zona más oriental (El Cañavate-Sisante-Alarcón) se desarrolla una sedimentación más lejana a la costa. La alternancia de niveles pseudoolíticos (pelobiosparitas y oosparritas) con bancos de tipo biostromal de rudistas parece indicar que estos depósitos se generaron en un lagoon somero, donde se desarrollaron los rudistas, próximos a una barrera, que posiblemente sufriría avances y retrocesos sucesivos, con formación de las facies pseudoolíticas en el límite de la plataforma interna con la externa. Este tipo de componentes, ooides, granos revestidos y peloides, se forman actualmente a profundidades menores de



10 m. (GINSBURG y JAMES, 1974).

Hacia el N., estas facies pasan a las brechas antes comentadas, que corresponderían a una sedimentación más litoral con evaporitas asociadas. Existe, por tanto, una importante variación en la dirección de la línea de costa, reflejada por la distribución de facies respecto de la situación existente durante el Cenomaniense y Turoniense. Es un hecho notable a destacar la coincidencia entre el límite de las facies brechoídes y las no brechoídes, en relación al límite de la dolomitización que afecta al techo de la unidad infrayacente. Esto parece justificarse si tenemos en cuenta la mencionada variación paleogeográfica de la línea de costa, y confirmaría que la dolomitización es un proceso diagénético relativamente temprano, controlado por la posterior evolución paleogeográfica de la cuenca.

Como resumen, podemos concluir que, a la sedimentación de plataforma marina con locales bioconstrucciones -correspondiente a los materiales turonienses- sucede una etapa regresiva de edad Turoniense superior-Coniaciense, que presenta una alteración continental importante. Posteriormente, se implanta de nuevo la sedimentación marina, de características variables, con depósitos litorales de carácter mixto evaporítico-carbonatado, con facies submareales o de lagoon somero, y con desarrollo de una pequeña barrera en la parte SE. Esta sedimentación, si bien se realiza a impulsos que tienen como consecuencia una alternancia de facies relativamente variadas, no se presenta en forma de secuencias bien definidas, sino que parece reflejar el comienzo de una inestabilidad tectónica con un aislamiento en cuencas menores, lo que se traduce en una gran complejidad paleogeográfica.

El comienzo de la sedimentación continental a finales del Cretácico (conocido con la mala denominación de "Garumniense", según GUTIERREZ et al. 1980) podría tener lugar durante el mismo Santoniense, como lo indica la presencia de charáceas entre nive-



les con *Lacazinas* en Mota del Cuervo (descritos por FERNANDEZ CALVO, 1978 y también observados por G. y Gutiérrez en ELIZAGA et al. 1978). Sin embargo, este tema no le abordaremos, debido a la existencia de una Tesis Doctoral específica sobre este problema a cargo de G. GUTIERREZ, de la Universidad de Valencia.

#### 3.4.7. Procesos diagenéticos

Vamos hacer referencia aquí a los principales procesos postsedimentarios que han afectado a esta unidad. Para ello hemos considerado de utilidad agruparlos en dos apartados; el primero incluye los procesos de dolomitización y dedolomitización, principales causantes de la obliteración de las texturas deposicionales. El segundo comprende el proceso de brechificación, así como la formación y disolución de evaporitas que juegan un papel primordial en dicha brechificación.

##### 3.4.7.1. Dolomitización-dedolomitización

De la misma manera que en el caso de las unidades anteriormente descritas, podemos decir que estos problemas no han sido tratados específicamente por los autores que han trabajado en esta zona. En YEBENES (1975) se recogen los únicos datos petrológicos que indican la presencia de texturas de dedolomitización. MELENDEZ HEVIA (1975), al estudiar el sondeo de Villanueva de los Escuderos (Cuenca), interpreta que la formación de nódulos de anhidrita en condiciones supramareales fue la causa de la dolomitización generalizada en el Cretácico Superior. En FERNANDEZ CALVO (1980), a partir de datos fundamentalmente texturales, se pone de manifiesto la existencia de dos mecanismos distintos, cuya actuación produce la dolomitización que afecta a gran parte de los ma-

teriales cenomanienses y turonienses. Estudios más amplios sobre este tema nos han confirmado esta teoría, por lo que aunque aceptamos que la precipitación de yeso y/o anhidrita ha podido favorecer la dolomitización de los materiales incluidos en esta unidad senoniense, no creemos que ésta haya sido la causa de toda la dolomitización generalizada del Cretácico Superior.

En general, las texturas de dolomitización, dedolomitización y recristalización son bastante complejas. Por cuanto se refiere a las calizas recristalizadas, en sentido general, es frecuente observar texturas relicto de una dolomitización original. Esto se pone de manifiesto por la presencia de pseudomorfos de cristales romboédricos de dolomita, que actualmente están constituidos por un mosaico de pequeños cristales de calcita micrítica (Lám. XXX,1).

La presencia de cristales de dolomita que conservan su mineralogía es, sin embargo, frecuente en facies que mantienen buena parte de la textura original. En la Lám. XXX,2 se observa como los cristales de dolomita se encuentran preferentemente entre los clastos, aunque no sea exclusivo. En la Lám. XXX,3 y 4 se observan grandes variaciones en cuanto a la distribución y densidad de cristales de dolomita. Unas veces existen criterios que permiten suponer que la permeabilidad condiciona la dolomitización. En la Lám. XXX,5 y 6 parece confirmarse este hecho; en la primera de ellas, (la parte derecha se observa más oscura debido a la tinción), la transformación se realiza a partir de grietas que se formaron tempranamente, ya que luego se han rellenado de sedimento. En la segunda también se observa que el crecimiento está condicionado a la presencia de grietas.

Otras veces, sin embargo, se observa una dolomitización preferente del fango micrítico (Lám. XXX,7). La conservación de las texturas internas de la *Lacazina* en esta figura podría indicar que la transformación se ha realizado a escala práctica-

mente atómica, es decir, sin una disolución neta de la caliza original, en el mismo sentido que DEGENS y EPSTEIN (1964). El hecho de que actualmente sea calcita podría también indicarnos que la transformación a dolomita no fue completa. La importancia de la porosidad también se manifiesta aquí; pues los rombos parecen estar centrados en los espacios correspondientes a las cámaras del foraminífero. A pesar de todo, parece mucho más dolomitizado el fango micrítico que le rodea, confirmando las ideas de MURRAY y LUCIA (1969) sobre la dolomitización selectiva de la micrita, así como los trabajos experimentales de GAINES (1980).

Otra prueba de que la dolomitización fue temprana es su asociación litológica. La presencia conjunta de carbonatos (calizas y/o dolomías) y evaporitas (yeso y/o anhidrita) es de sobra conocida, tanto en sedimentos actuales como en rocas antiguas. FRIEDMAN y SANDERS (1967) y FRIEDMAN (1980) ponen de manifiesto que, si bien la dolomita puede formarse bajo varios tipos de condiciones deposicionales, en el registro geológico la mayoría de ellas se han formado bajo condiciones de hipersalinidad, tal y como lo demuestran las pruebas que existen sobre la presencia de evaporitas. Entre dichas pruebas destaca la presencia de cristales de yeso, análogos a los que presentan nuestros materiales (ver Lám. XXXII).

En el capítulo de antecedentes hemos hecho hincapié en la importancia de la salinidad y del valor de la relación Mg/Ca como factores que controlan la cristalinidad de la dolomita (ver Fig. 3). Las texturas cristalinas que se observan en las dolomías de esta unidad abarcan un amplio espectro. Varían desde cristales con abundantes impurezas en el núcleo, hasta otros completamente "limpios". El primer caso se ha descrito frecuentemente en depósitos dolomíticos de plataforma (FOLK y SIEDLECKA, 1974; LONGMAN y MENCH, 1978). En general, se sugiere que los núcleos de los cristales de dolomita representan una fase temprana, tipo sebkha.

Según esto, parece bastante lógico que la dolomita original, de mala cristalinidad, rica en elementos traza, y posiblemente de origen hipersalino, sufra un posterior neomorfismo (por recristalización) a una fase más estable, debido al mismo fluido responsable del cemento de dolomita que generalmente forma el borde externo, claro o "limpio" de los cristales. Los cristales "limpios" y homogéneos normalmente son atribuidos a una dolomitización a partir de soluciones diluidas (FOLK y LAND, 1975).

Los fenómenos de dedolomitización podrían producirse bajo estas mismas condiciones superficiales de diagénesis temprana, facilitados por la disolución ocasional de las evaporitas (LUCIA, 1972).

Otro tipo de procesos que borran las texturas deposicionales es el neomorfismo o recristalización, en el sentido de FOLK (1965). En la Lám. XXXI se refleja una amplia variedad de texturas correspondientes a este mecanismo. En la Lám. XXXI,1 se observa un packstone fosilífero, cuyo neomorfismo agradante produce una ligera difuminación de sus componentes. En la Lám. XXXI,2 los bordes de los clastos están totalmente transformados, siendo difícil separar las zonas recristalizadas de un posible cemento original. Por otra parte, vemos en la Lám. XXXI,3 y 4 que la recristalización es un fenómeno selectivo. Los ooides y peloides presentan un neomorfismo diferencial, que algunas veces llega a borrar casi totalmente la textura original, mientras que otras no quedan afectados, posiblemente debido a una distinta composición original. Además, en dichas figuras, también se observa que la recristalización va acompañada de una disolución que produce una estructura "fluidal", deformando la textura original de los componentes. Posiblemente esto se explica porque el fenómeno tiene lugar antes de la litificación del sedimento. Por último, también existen texturas de recristalización que han borrado la fábrica original (Lám. XXXI, 5 y 6). En algún caso podrían estar relacionadas con procesos de dolomitización, tal como se observa

en la distribución de impurezas reflejada en la Lám. XXXI,6.

Aunque los procesos de recristalización son posibles en cualquiera de las etapas diagenéticas, los criterios texturales parecen apuntar a que existe una relación con el resto de las transformaciones postsedimentarias (dolomitización-dedolomitización y precipitación-disolución de evaporitas). Esto supondría un origen diagenético temprano o posiblemente eogenético (en el sentido de CHOQUETTE y PRAY, 1970). No descartamos, sin embargo, la existencia probable de otras etapas de recristalización posteriores.

#### 3.4.7.2. Brechificación

Sobre el origen de los tramos brechoides de esta unidad, también conocidos como "carniolas del Cretácico Superior" (SAENZ GARCIA, 1932) por su analogía con las Retolíasicas, existen varias interpretaciones.

MELENDEZ HEVIA (1971, 1972a y b) y RAMIREZ DEL POZO y MELENDEZ HEVIA (1972), basados en los datos de sondeos publicados por RIOS (1962, 1966) en su recopilación de actividades para la investigación de hidrocarburos en España, en los que se describen materiales senonienses constituidos por dolomías y anhidritas <sup>colapsadas</sup> interestratificadas, emiten tres hipótesis genéticas después de descartar un origen tectónico detrítico; 1) disolución superficial de anhidritas y consiguiente colapso con brechificación de las dolomías; 2) deslizamientos en estado pastoso debidos a los primeros movimientos de la orogenia alpina, y 3) mezcla de ambos, produciéndose un doble proceso de brechificación; el primero a causa de los deslizamientos, y luego otro debido a la disolución de la anhidrita.

SANCHEZ SORIA (1973) apoya la idea de los deslizamientos provocados por movimientos de báscula, que, al afectar a sedimentos poco consolidados, originan formas caóticas y brechoides.

VIALARD (1973) propone un origen intraformacional, provocado por el comienzo de una actividad tectónica en el Santoniense, acentuada en el Campaniense, lo cual supondría un movimiento regresivo hacia el SE.

MELLENDEZ HEVIA (1975) y YEBENES (1975) se inclinan por la formación de dichas brechas a causa del colapso debido a la disolución de los niveles de evaporitas intercalados en los carbonatos. El primero de ellos, basado en el modelo de LUCIA (1972), supone que los efectos principales de la disolución de anhidritas interestratificadas serían la dedolomitización de las dolomías y la brechificación por colapso generalizado, el cual conllevaría la desaparición de la estratificación original. YEBENES (1975) aporta interesantes datos petrológicos y geoquímicos. Su interpretación rechaza un origen debido a procesos de deslizamiento submarino en estado pastoso, ya que no existen estructuras sedimentarias que lo atestigüen. No excluye que determinados niveles de la brecha tengan un origen intraformacional, a partir de materiales algo consolidados, como respuesta a la inestabilidad tectónica de la cuenca. Sugiere como más probable un origen reciente, debido al efecto disolvente del agua meteórica sobre los niveles evaporíticos, con el consiguiente colapso de los carbonatos.

La presencia de evaporitas en esta unidad se conoció a partir de los datos proporcionados por el sondeo de Tielmes, confirmándose posteriormente en el de Villanueva de los Escuderos, ambos ya citados.

RUBIO NAVAS (1976) cita yesos masivos al E de Castillo de Garcimuñoz. Las muestras de este afloramiento han sido estudiadas

también por nosotros. Están constituidas por yesos alabastrinos, granoblásticos, con algún porfiroblasto de color amarillento. En el microscopio se observa que están formados por un mosaico de cristales anhedrales, en ocasiones primáticos alargados. En los porfiroblastos se observan relictos de anhidrita.

El estudio petrográfico del resto de las muestras correspondientes a esta unidad nos ha revelado que son frecuentes los pseudomorfos de evaporitas (ver Lám. XXXII). Las microfacies afectadas son de tipos muy variados. Normalmente han sufrido una disolución posterior, conservándose ahora en forma de poros mólicos, o bien estando posteriormente rellenos por cementos de calcita esparítica (Lám. XXXII, 1 a 5). La interpretación de estos pseudomorfos como primitivos cristales de evaporitas (yeso y/o anhidrita) no sólo se basa en su morfología, que suele ser ya una prueba su ficiente, sino en la existencia de cristales de yeso que han conservado su mineralogía hasta la actualidad. Estas muestras corresponden principalmente a la serie ya comentada de Villares del Saz, y a los estudios petrográficos de la "Información Complementaria" de la Hoja 690, columna de "El Cañavate".

La distribución de los cristales de yeso es homogénea en las facies micríticas (Lám. XXXII, 6). Sin embargo, en los grains-tones parece observarse una preferencia por los espacios intergranulares (Lám. XXXII, 7), donde se presenta como una cementación. Ahora bien, existen pruebas petrográficas evidentes de reemplazamiento (Lám. XXXII, 8). No sólo se encuentran reemplazados foraminíferos y fragmentos de conchas que conservan restos de carbonato original, sino que también se encuentran relictos de carbonatos en yesos, ocupando espacios intergranulares. Serfa, por tanto, una yesificación posterior a la formación del cemento de calcita esparítica intergranular.

Esta formación de evaporitas parece ser la responsable de los procesos de brechificación debidos a su posterior diso-

lución.

Las texturas y estructuras observadas coinciden, en líneas generales, con las dadas por MIDDLETON (1961) y BLOUNT y MOORE (1969) para las brechas de colapso. El conjunto presenta un aspecto caótico con cantos de dimensiones muy variables, desde varios milímetros hasta bloques o fragmentos de capas de varios metros (Lám. XXXIII, 1 y 2). En general son muy angulosos y con escasa matriz, pareciendo simples dislocaciones de la masa calcárea (Lám. XXXIII,3). Con menor frecuencia, se observa una mayor cantidad de matriz, proporcionando ésta al conjunto tonos rojizos bastante característicos (Lám. XXXIII,4). La mineralogía de dicha matriz está compuesta fundamentalmente por contenidos variables de calcita, dolomita, illita y montmorillonita. También es frecuente que los huecos entre los clastos estén rellenos parcialmente por dicha matriz y por calcita esparítica en forma de cemento travertino. Otras veces se observa entre los clastos una pasta microesparítica, en la que aparecen dispersos pseudomorfs de evaporitas.

La litología de los clastos es variable, fundamentalmente calcárea o dolomítica, de acuerdo con los grupos composicionales definidos por YEBENES (1975).

Su estudio en lámina delgada manifiesta una gran variedad de texturas, tanto deposicionales como de recrystalización, con frecuentes fenómenos de dedolomitización. La interpretación sedimentológica ha sido ya comentada. En síntesis, coincide con los medios deposicionales característicos de formación de colapso-brechas (supramareal en ARMSTRONG, 1967 y LUCIA, 1972, y de lagoon somero en FISCHER y RODDA, 1967). La inestabilidad tectónica producida durante las primeras etapas de la orogenia alpina provocaría invasiones intermitentes y locales del mar en este medio de sedimentación restringido, con formación de pequeñas cuencas de posición variable en el tiempo, pero situadas principalmente



en el área N de la región estudiada.

No rechazamos tampoco la posibilidad de una existencia local de brechas intraformacionales. En ocasiones, la presencia de matriz en cantidades importantes, junto con una gran variedad compositiva y textural de los clastos, así como un mayor redondeamiento, podría suponer dicho origen, dadas las condiciones de sedimentación reinantes. Esto se ve apoyado también por la presencia de capas brechoides relativamente bien estratificadas.

Sin embargo, el proceso de brechificación que afecta de una manera general a buena parte de la unidad senoniense parece deberse, principalmente, a la disolución por aguas meteóricas de los niveles evaporíticos intercalados en los carbonatos. El momento en que se produjo es difícil de acotar, pues si bien las condiciones telogenéticas actuales son favorables para dicha disolución, también se pudieron producir condiciones similares en momentos diagenéticos tempranos relacionados con la misma sedimentación.

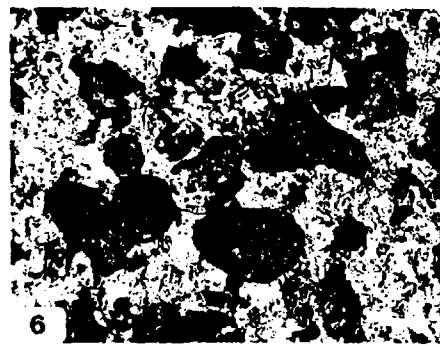
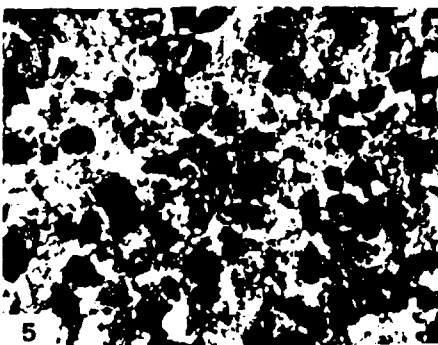
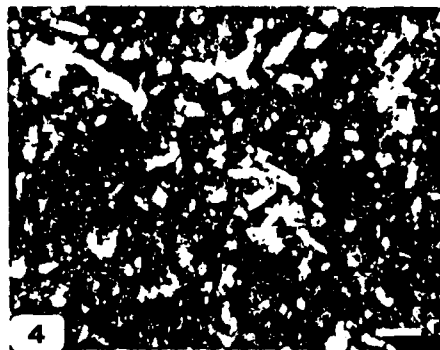
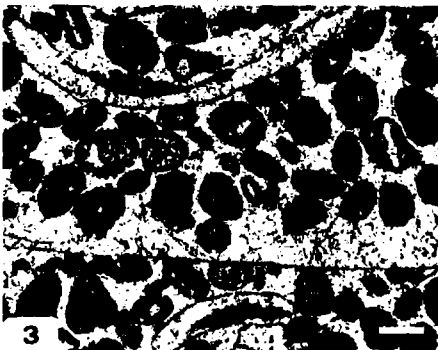
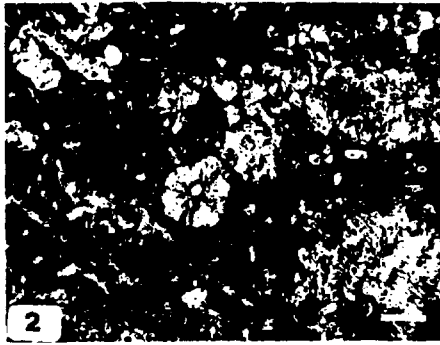
253

L A M I N A S

UNIDAD "MARGAS Y CALIZAS SENONIENSES"

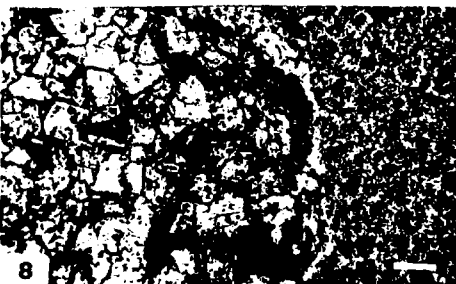
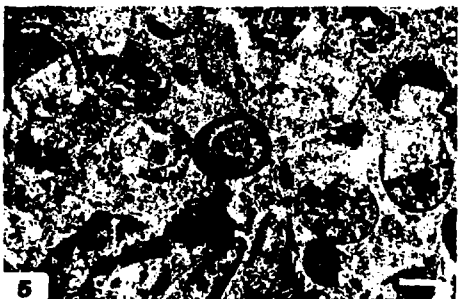
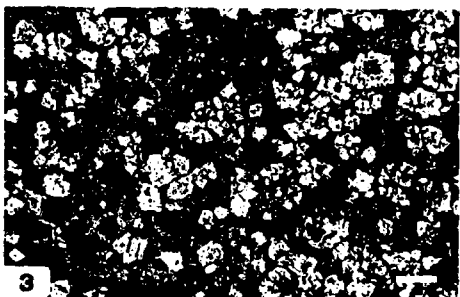
L A M I N A XXIV

- 1.- Oomicrita. La envuelta cristalina es la que permite reconocer los ooides. Escala = 0.2 mm.
- 2.- Prismas sueltos y colonias de *Microcodium*. Escala 0.2 mm.
- 3.- Pelsparita cuyos componentes están intensamente micritizados. Escala = 0.2 mm.
- 4.- Cristales de yeso dispersos en un mudstone micrítico. Escala = 0.2 mm.
- 5.- Proceso de yesificación que ocupa fundamentalmente los espacios intergranulares de las facies calcareníticas. Escala = 0.2 mm.
- 6.- Transformación de la textura deposicional, posiblemente a causa de la disolución de cristales de yeso y posterior relleno de esparita. Escala = 0.2 mm.



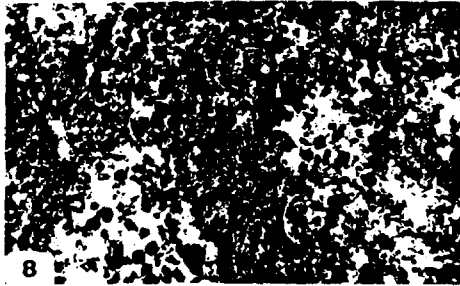
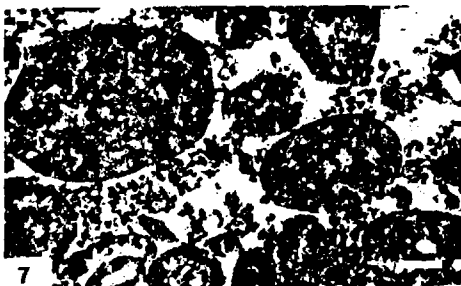
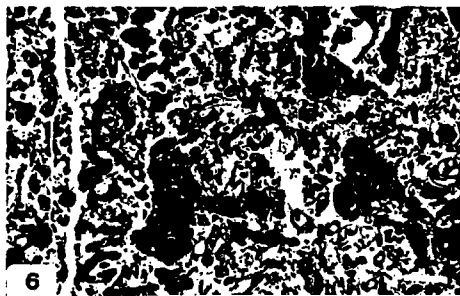
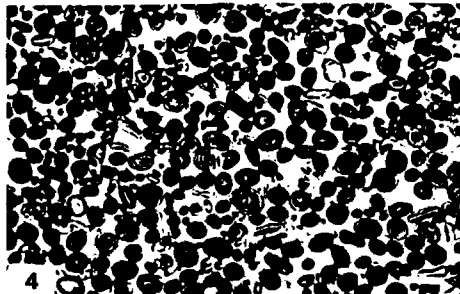
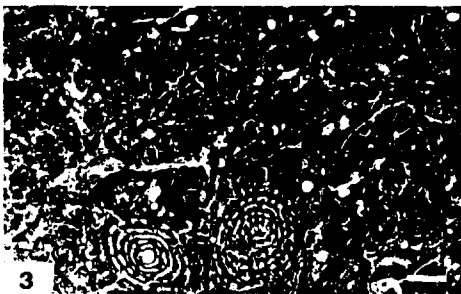
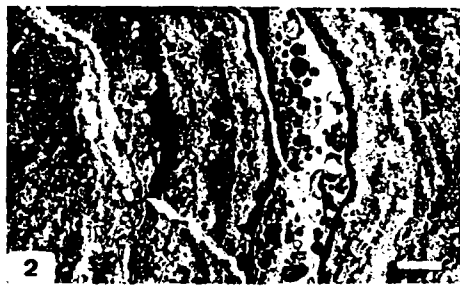
L A M I N A XXV

- 1.- Fragmento de brecha con grieta que sirve de frente de dolomitización.
- 2.- Fragmento de brecha con matriz oolítica.
- 3.- Procesos de dolomitización en un clasto de pelmicrita.  
Escala = 0.2 mm.
- 4.- Peloides (ooides ?) con envuelta deformada.
- 5.- Microfacies oolíticas con pseudomorfos de cristales de dolomitizados. Escala = 0.2 mm.
- 6.- Detalle de la Fot. anterior. Los pseudomorfos conservan ciertos relictos de la textura original, indicándonos una ausencia de disolución completa. Escala = 0.1 mm.
- 7.- Fragmento de brecha con dolomitización selectiva. La matriz se encuentra intensamente dolomitizada (punteado blanco), mientras que los clastos apenas se han transformado. Escala en mm.
- 8.- Detalle de dicha dolomitización selectiva. La matriz micritica está muy dolomitizada, en cambio el clasto de pelmicrita ha permanecido inalterado. Escala = 0.2 mm.



L A M I N A XXVI

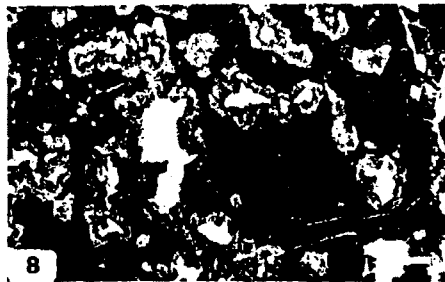
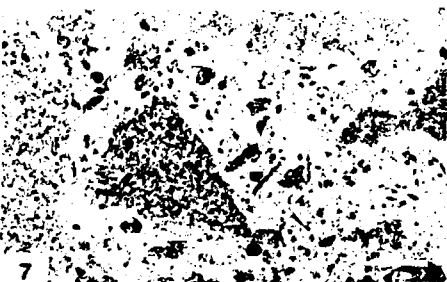
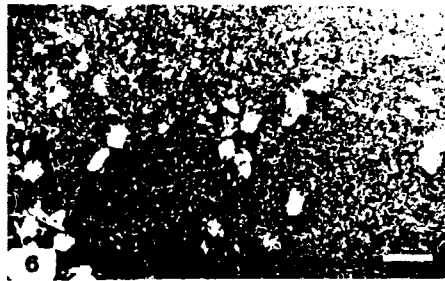
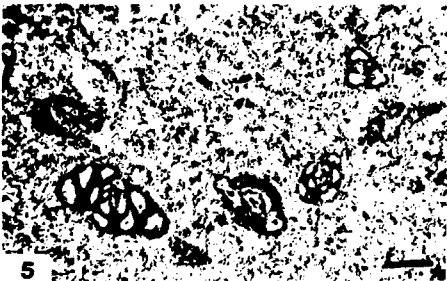
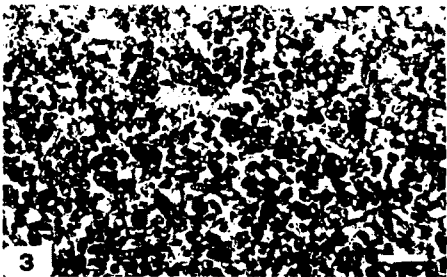
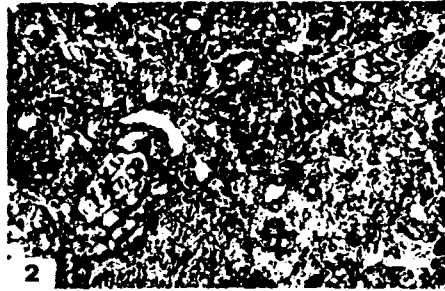
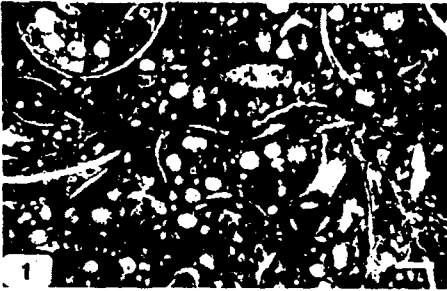
- 1.- Caliche de *Microcodium*. Zafra de Záncara. Escala en mm.
- 2.- Lámina delgada de la muestra anterior donde se observa la textura laminar y pisolítica del caliche. Escala = 1 mm.
- 3.- Biopelmicrita con *Lacazinas*. Escala = 0.5 mm.
- 4.- Oosparita. Los foraminíferos frecuentemente forman el núcleo de los ooides. Escala = 1 mm
- 5.- Packstone - grainstone de bioclastos (*Lacazinas* entre otros) y peloides. Escala = 1 mm.
- 6.- Intrabiopelsparita con intraclastos de formas irregulares. Escala = 1 mm.
- 7.- Pelsparita cuyos peloides están mal seleccionados. Escala = 0.2 mm.
- 8.- Lavado irregular de la micrita en la textura pelotífica. Escala = 0.2 mm.





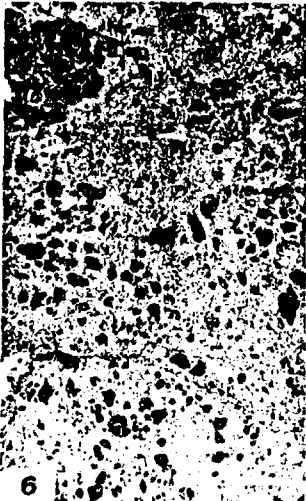
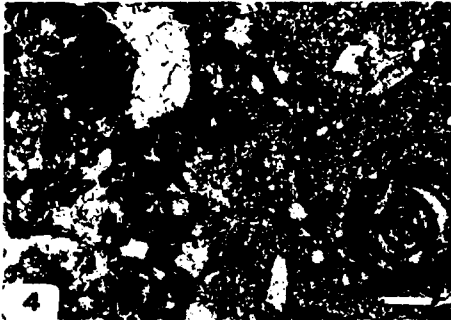
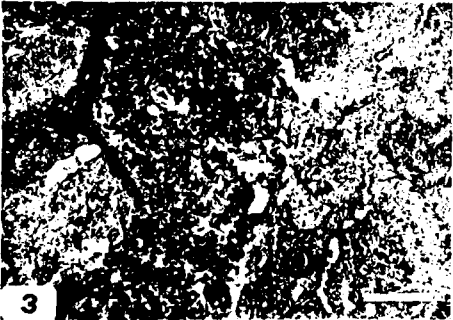
L A M I N A XXVII

- 1.- Biopelmicrita con abundantes secciones de algas dasycladáceas (*Acicularia*) y de bivalvos. Escala = 0.5 mm.
- 2.- Biopelmicrita con gasterópodos turriculados y foraminíferos bentónicos. Escala = 1 mm.
- 3.- Biopelsparita. Gran parte de los granos corresponden a foraminíferos bentónicos parcialmente micritizados. Escala = 0.2 mm.
- 4.- Oosparita. Foraminífero que actúa de núcleo para el revestimiento por una envuelta micrítica. A la izquierda ooide fuertemente micritizado. Escala = 0.1 mm.
- 5.- Biomicrita. Wackestone con miliólidos. La micrita presenta neomorfismo a microesparita. Escala = 0.1 mm.
- 6.- Micrita con seudomorfos de evaporitas, actualmente rellenos de calcita esparítica. Escala = 0.2 mm.
- 7.- Intramicrita con miliólidos. La matriz micrítica presenta un tono más claro por neomorfismo a microesparita. Escala = 0.2 mm.
- 8.- Textura de dolomitización en micrita deducida por los bordes idiomorfos. Escala = 0.5 mm.



L A M I N A XXVIII

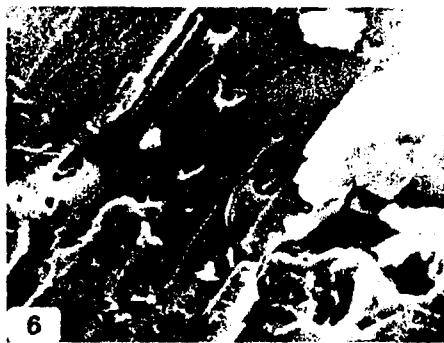
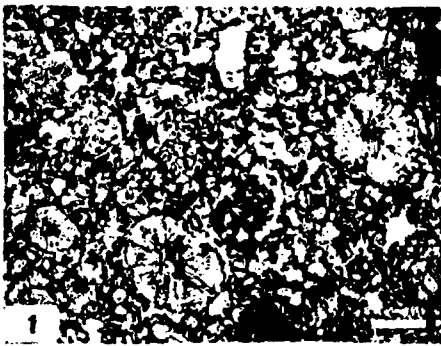
- 1.- Margas verdosas de aspecto brechoide. Alarcón.
- 2.- Textura de alteración (brechificación) sobre una caliza con restos de rudistas. Pozoamargo. Escala en mm.
- 3.- Lámina delgada de la muestra anterior. Se observa la textura brechoide sobreimpuesta y la presencia de colonias de *Microcodium*. Escala = 1 mm.
- 4.- Detalle de la Fot. anterior. Escala = 0.2 mm.
- 5.- Alteración de microfacies en el tramo de margas verdosas. Castillo de Garcimuñoz. Escala = 1.5 mm.
- 6.- Recristalización irregular en microfacies algo fosilíferas. Sisante. Escala = 1.5 mm.
- 7.- Textura brechoide por alteración en un packstone de biopelmítica. Sisante. Escala 1,5 mm.



L A M I N A XXIX

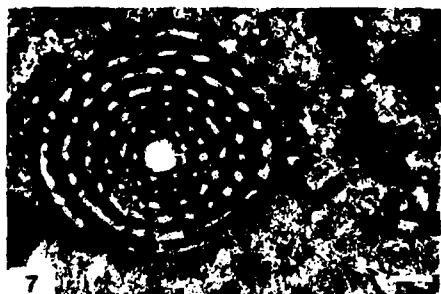
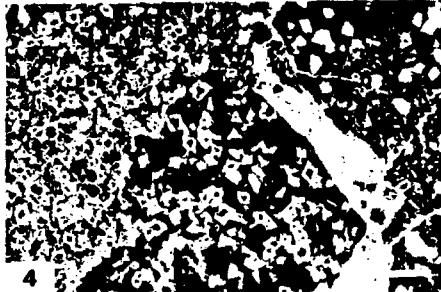
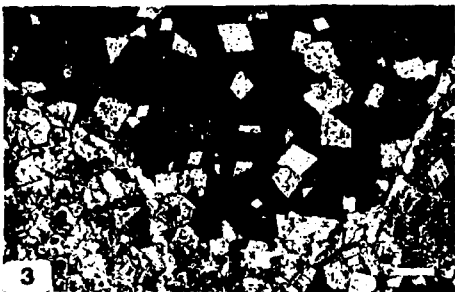
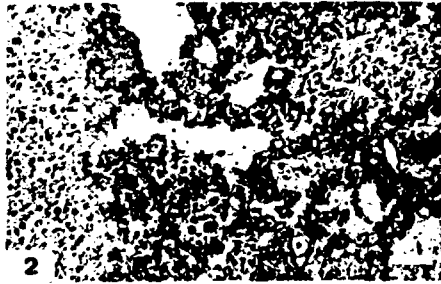
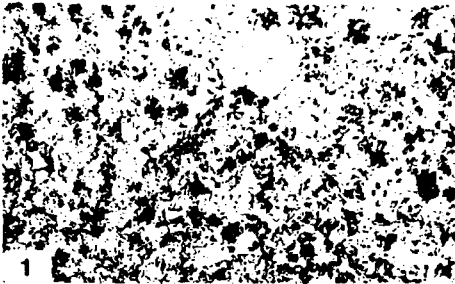
- 1.- Colonias de *Microcodium* formadas por pequeños cristales prismáticos. Alarcón. Escala = 0.1 mm.
- 2.- Colonias de *Microcodium* con textura más difusa. Castillo de Garcimuñoz. Escala = 0.1 mm.
- 3.- Morfología al M.E.B. de la "roseta" de cristales de *Microcodium*. Castillo de Garcimuñoz. 2.340 Aumentos.
- 4.- Detalle de la muestra anterior, observándose el hábito curvo de las caras cristalinas. 7.800 Aumentos.
- 5.- Cristales de *Microcodium* con microporos tubulares. 2.340 Aumentos.
- 6.- Detalle de dichos microporos, atribuidos a filamentos no carbonatados. 7.800 Aumentos.

265



L A M I N A   X X X

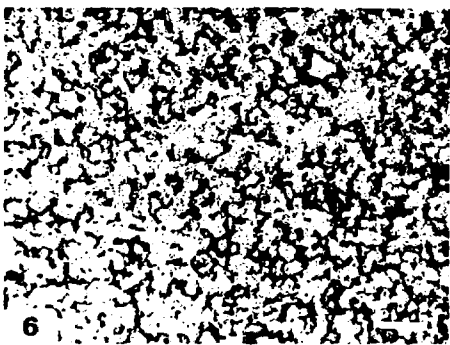
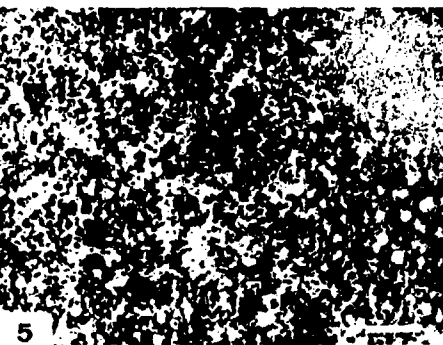
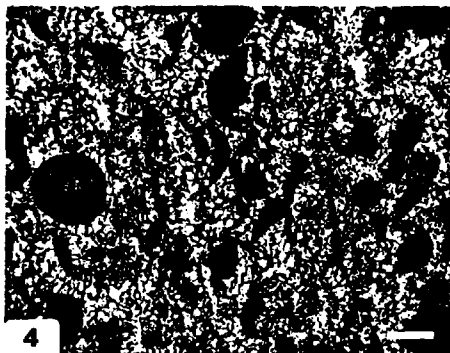
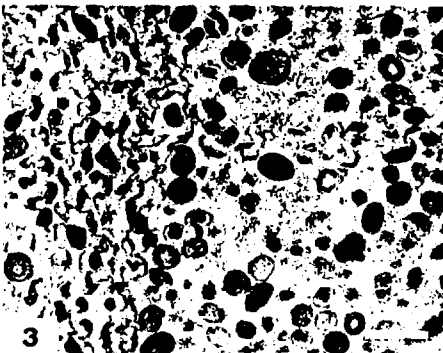
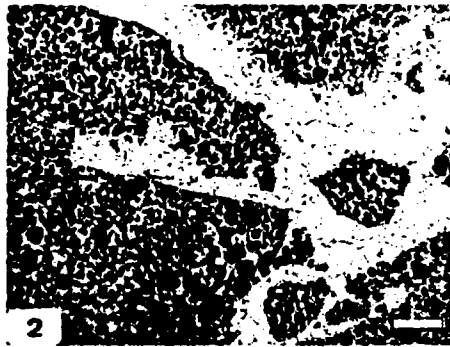
- 1.- Textura de recristalización con relictos de formas rómbicas correspondientes a primitivos cristales de dolomita, ahora de calcita microcristalina. Escala = 0.2 mm.
- 2.- Dolomitización que afecta preferentemente a la matriz de la brecha. Escala = 0.75 mm.
- 3.- Dolomitización en clastos de diferentes microfacies. Los poros móldicos de la parte superior derecha de la fotografía podrían corresponder a cristales de evaporitas.
- 5.- Dolomitización a partir de grietas de desecación desarrolladas en el límite de las microfacies micríticas y biopelmicríticas, rellenos de sedimento (parte derecha teñida). Escala = 2.5 mm.
- 6.- Detalle de la muestra anterior donde se aprecia una nucleación a partir de grietas. Escala = 0.2 mm.
- 7.- Dolomitización preferente del fango micrítico. Obsérvese también, que los cristales presentes en la *Lacazina* han recrecido a partir de los huecos de las cámaras. Escala = 0.2 mm.





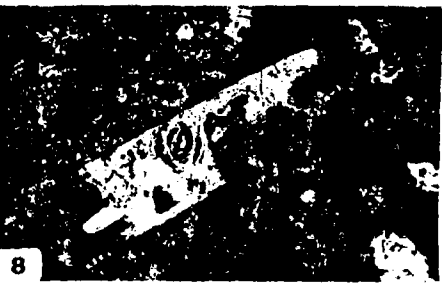
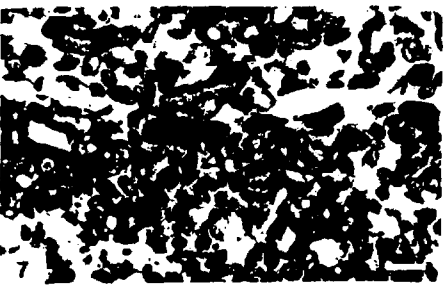
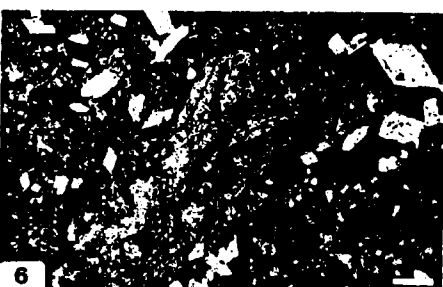
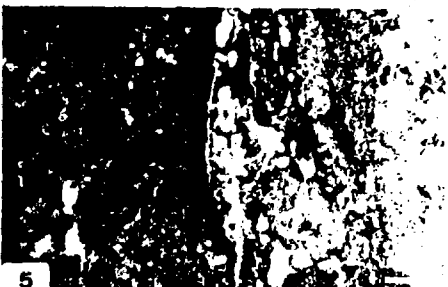
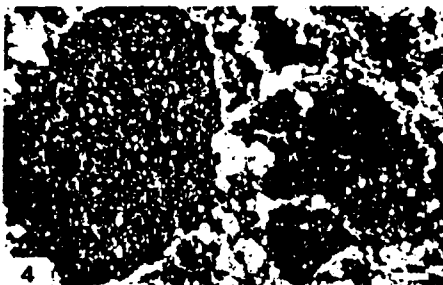
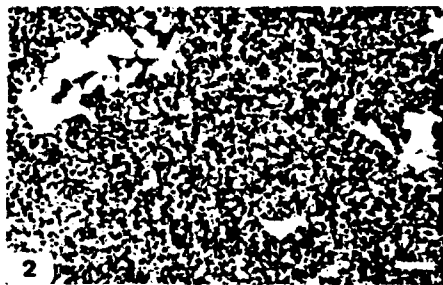
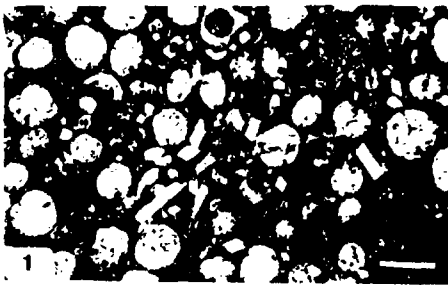
L A M I N A   X X X I

- 1.- Packstone fosilífero con textura difusa provocada por un neomorfismo incipiente. Escala = 1 mm.
- 2.- Bordes de clastos poco netos a causa de neomorfismo. Escala = 0.5 mm.
- 3.- Neomorfismo selectivo de ooides y peloides. Escala = 0.5 mm.
- 4.- Detalle de la fotografía anterior en una zona donde el neomorfismo se presenta combinado con una disolución y compactación parciales de los componentes. Escala = 0.2 mm.
- 5.- Recristalización con una distribución irregular de impurezas que no permite reconocer la textura deposicional original. Escala = 0.5 mm.
- 6.- Textura de recristalización con distribución de impurezas que recuerda a primitivos cristales de dolomita. Escala = 0.5 mm.



L A M I N A XXXII

- 1.- Oomicrita con seudomorfos de cristales de evaporitas disueltos. Escala = 0.1 mm.
- 2.- Pelmicrita recristalizada con poros secundarios de formas tabulares atribuidas a cristales de evaporitas disueltos. Escala = 0.5 mm.
- 3.- Seudomorfos de cristales lenticulares de yeso parcialmente rellenos actualmente de calcita esparítica. Escala = 0.2 mm.
- 4.- Conjunto de pequeños cristales lenticulares de yeso en microfacies parcialmente dolomitizada.
- 5.- Textura difusa de dolomitización (izquierda) y poros móldicos de cristales de evaporitas (derecha). Escala = 0.2 mm.
- 6.- Cristales de yeso dispersos en una biomicrita. Escala = 0.2 mm.
- 7.- Yesificación dominante de los espacios intergranulares en facies calcareníticas. Escala = 0.2 mm.
- 8.- Cristal de yeso reemplazando a un foraminífero. Escala = 0.1 mm.



L A M I N A   XXXIII

- 1.- Frente de la cantera próxima a Castillo de Garcimuñoz. Aspecto caótico de las facies brechoides en las que se reconoce cierta estratificación.
- 2.- Capas brechoides estratificadas en un detalle de dicha cantera.
- 3.- Brechificación sin existencia de matriz entre los clastos. Aspecto de dislocación de la masa calcárea original.
- 4.- Presencia de una abundante matriz arcillosa rojiza entre los clastos de la brecha, así como una mayor heterogeneidad composicional de dichos clastos.



#### 4. CONCLUSIONES

##### 4.1. Conclusiones Generales

- El Cretácico Superior de La Mancha se ha dividido en un conjunto de unidades litoestratigráficas informales, de fácil re conocimiento sobre el terreno, y equiparables a las considera das por los diferentes autores que han estudiado esta región y zonas adyacentes (MELÉNDEZ HEVIA, 1971; SANCHEZ SORIA, 1973 y GARCIA ABBAD, 1975). Estas unidades se han denominado: "Arci llas verdes cenomanienses", "Dolomfas y margas dolomíticas ce nomanienses", "Dolomfas y calizas turonienses" y "Margas y ca lizas senonienses". Se han descrito sus principales caracte- rísticas, así como sus variaciones internas, dentro del área estudiada.
- La presencia de *Praealveolina* en el tramo calcáreo fosilífero de Mota del Cuervo permite datar como Cenomaniense dicho tra- mo, incluido en la unidad "Dolomfas y margas dolomíticas cen manienses".
- El hallazgo de *Radiolites peroni*, *CHOFFAT* y *Durania arnaudii*, *CHOFFAT* en La Alberca de Záncara proporciona una edad Turonien se inferior a la parte superior de la unidad "Dolomfas y cali zas turonienses" de donde fueron extraídos.
- Las abundantes *Lacazinas*, presentes de una manera general en los carbonatos situados sobre el tramo de margas verdosas, den tro de la unidad "Margas y calizas senonienses", proporcionan una edad Santoniense a los materiales de dicha unidad a partir del tramo margoso.

En cualquier caso, consideramos que estas dataciones de- ben ser interpretadas con las reservas oportunas a la vista de

las actuales controversias sobre el significado cronoestratigráfico de algunos de los fósiles citados.

#### 4.2. Conclusiones Petrológicas

A partir del estudio de las láminas delgadas y réplicas de acetato ("peels"), se han caracterizado los materiales del Cretácico Superior en una serie de Microfacies, significativas para cada unidad diferenciada, realizándose un estudio de la textura y componentes de cada una de ellas.

- Los carbonatos de la unidad "Dolomías y margas dolomíticas cenomanienses" están caracterizados por las siguientes microfacies: dolomicritas arenosas, dolomicritas, dolopelmicritas, packstones-grainstones de peloides, packstones de bioclastos, dolobiomícritas, dolointramícritas, dolobiosparitas, seudoesparitas y doloesparitas.
- En la unidad "Dolomías y calizas turonienses" las microfacies con textura deposicional que dominan son: biocalcarenitas, biocalcirruditas, biopelmicritas, micritas y biomicritas. Sin embargo, el mayor volumen corresponde a texturas recrystalizadas de seudoesparitas y doloesparitas.
- La unidad "Margas y calizas senonienses" presenta como microfacies más características: biopelmicritas, biopelsparitas, oosparitas, biomicritas, micritas e intramicritas. Además, existen seudoesparitas y doloesparitas como principales microfacies recrystalizadas.

Asimismo, dichos estudios petrológicos han servido para describir e interpretar las principales texturas diagenéticas.



- Se han reconocido cinco tipos diferentes de texturas de dedolomitización, relacionadas con posiciones estratigráficas concretas para los materiales de la unidad "Dolomías y margas dedolomíticas cenomanienses".
- Los materiales turonenses han sido los más intensamente transformados por los procesos de dolomitización-dedolomitización. Se describen y comentan sus principales texturas, así como sus posibles relaciones con las texturas deposicionales.
- Estos mismos materiales turonenses presentan importantes fenómenos de silicificación. Se han descrito tres tipos texturales de sillex, los cuales están relacionados con el tipo y textura de la roca calcárea original.
- Se estudian las texturas de alteración del tramo margoso inferior de la unidad "Margas y calizas cenomanienses", así como las de dolomitización-dedolomitización y yesificación que han afectado al resto de la unidad.

#### 4.3. Conclusiones Sedimentológicas

- Los análisis mineralógicos y geoquímicos realizados en la unidad "Arcillas verdes cenomanienses" denotan una variación paleogeográfica, dentro de un medio de transición, con un incremento en la influencia marina de SW a NE. Este mismo hecho se registra en la evolución vertical.
- Durante el Cenomaniense tiene lugar una sedimentación de plataforma marina carbonatada en condiciones restringidas, que se manifiesta en la existencia de secuencias de somerización hacia techo ("shallowing upward sequences"). Las facies más externas tienen lugar en la zona NE de la región estudiada con presencia de niveles oolíticos. La sedimentación evoluciona hacia

cia condiciones más marinas en un sentido vertical, con desplazamiento progresivo de la línea de costa hacia el W.

- En el tránsito Cenomaniense superior - Turoniense inferior se producen las condiciones marinas más claras, con local influencia de sedimentación pelágica en la zona SW.
- Durante el Turoniense inferior se mantienen las directrices paleogeográficas de la unidad "Dolomías y margas dolomíticas cenomanienses", registrándose una sedimentación de plataforma marina carbonatada somera, con locales bioconstrucciones de rudistas.
- En el período comprendido entre el Turoniense inferior y el Santoniense no existe un registro sedimentario claro. Se produce una etapa regresiva, representada por un tramo de margas verdosas, con alteración en condiciones continentales (paleosueños ?) y presencia de colonias de *Microcodium*. Este período marcaría la separación entre los dos ciclos sedimentarios que comprende el Cretácico Superior.
- Dicha etapa regresiva conlleva, además, variaciones en la línea de costa, depositándose, durante el Santoniense, las facies más externas en la zona S - SE.
- En el Senoniense se produce una sedimentación mixta carbonatada - evaporítica, en la que están representados gran variedad de submedios sedimentarios de distribución compleja debido a la existencia de pequeñas cuencas aisladas.

#### 4.4. Conclusiones Diagenéticas

- En base a criterios fundamentalmente texturales y sedimentológicos, se deduce que la dolomitización que afecta a la unidad

"Dolomías y margas dolomíticas cenomanienses" ha sido penecontemporánea, causada por las condiciones restringidas de la sedimentación.

- Por el contrario, la dolomitización de la unidad "Dolomías y calizas turonienses" es claramente secundaria o de reemplazamiento. Se considera relacionada con la zona de mezcla de aguas marinas y meteóricas determinada por las condiciones regresivas de la sedimentación durante el período comprendido entre los dos ciclos sedimentarios. Esta dolomitización tendría lugar en momentos relativamente tempranos después de la litificación.
- Bajo estas mismas condiciones, en la zona de mezcla de aguas, tendría lugar la silicificación, prácticamente simultánea con la dolomitización. La sílice sería aportada por soluciones concentradas formadas bajo un clima hidrolizante.
- Los procesos de dolomitización y yesificación que presentan los materiales de la unidad "Margas y calizas senónienses" son consecuencia del carácter restringido de la sedimentación.
- La brechificación que afecta a gran parte de estos materiales ( "Carniolas del Cretácico superior" ) consideramos que es debida, fundamentalmente, al colapso producido por la disolución de los niveles evaporíticos intercalados.

5. BIBLIOGRAFIA

- ABRIL BAREA, J.; ABRIL HURTADO, J. y SANCHEZ JIMENEZ, A. (1967). "Estudio geológico de la Sierra de Almenara (SO de la provincia de Cuenca)". Bol. Geol. y Min., 103-104; 1-17.
- ADAMS, J.E. y RHODES, M.L. (1960). "Dolomitization by seepage refluxion". Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 44; 1912-1920.
- AGUILAR, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971). "Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)". Estudios Geol., 27; 497-512.
- AITKEN, J.D. (1967). "Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta". Jour Sediment. Petrol., 37; 1163-1178.
- ALCALDE, A. (1976). "Geoquímica sedimentaria: El contenido en boro de las arcillas como indicador de paleosalinidad". Tesis de Licenciatura. Fac. de Geología. Universidad Complutense de Madrid. 146 pp. (inédito).
- ALDERMAN, A.R. y SKINNER, H.C.W. (1957). "Dolomite sedimentation in the southeast of South Australia". Am. J. Sci., 255; 561-567.
- ALONSO, A. (1980) "El Cretácico de la provincia de Segovia (Borde Norte del Sistema Central)". Tesis Doctoral. Sem. Estratigrafía. Serie Monografías n°7 (en prensa).
- ALVAREZ RAMIS, C. y DOUBINGER, J. (1980) "Los microfósiles vegetales del Cretácico Superior de Torrelaguna (Madrid)". Bol. R.S.E.H.N. (en prensa).
- AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE (1974). "Dictionary of Geological Terms". Anchor Books, New York. 545 pp.

- AMOROS, J.L. y BARRERA, J.L. (1979). "Estudio de cristalizaciones naturales. I Formación de cristales huecos y esqueléticos". Estudios Geol., 35; 253-258.
- ARMSTRONG, A.K. (1970). "Mississippian Dolomites from Lisburne Group, Killik River, Mount Brupton Region, Brooks Range, Alaska". Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54; 251-264.
- BADIOZAMANI, K. (1973). "The Dorag dolomitization model-application to the Middle Ordovician of Wisconsin". Jour Sediment. Petrol., 43; 965-984.
- BANKS, N.G. (1970). "Nature or origin of Early and Late Cherts in the Leadville Limestone, Colorado". Geol. Soc. Am. Bull., 81; 3033-3048.
- BATHURST, R.G.C. (1966). "Boring algae, micrite envelopes, and lithification of molluscan biosparites". Geol. Jour. v.5; 15-32.
- BATHURST, R.G.C. (1975). "Carbonate Sediments and Their Diagenesis". Dev. in Sediment. n°12. Elsevier. 620 pp.
- BEHRENS, E.W. y LAND, L.S. (1972). "Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas". Jour Sediment. Petrol., 42; 155-161.
- BLOUNT, D.N. y MOORE, CH. (1969). "Depositional and non depositional carbonate breccias, Chiantla quadrangle, Guatemala". Geol. Soc. Amer. Bull., 80; 429-442.
- BODERGAT, A.M.; TRIAT, J.M. y TRUC, G. (1975). "L'origine des microcodiums: exemple du rôle des microorganismes dans la bioconorion des roches carbonatées et la biosynthèse de la calcite en milieu continental". IX Congr. Int. Sedimentologie Nice, Tomo II; 7-10
- BOUROLLEC, J.; DELFAUD, J.; GAUTIER, J. y LENGUIN, M. (1973). "Etude sedimentologique de la plate-forme interne carbonatée du Quercy (SW de la France) du Bathonien au Callovien". Bull Centr. Rech. Pau SNPA, 7 (2); 437-497

- BROWN, L.F.; BAILEY, S.W. CLINE, L.M. y LISTER, J.S. (1977). "Clay Mineralogy in relation to deltaic sedimentation patterns of Desmoinesian Cyclothems in Iowa-Missouri". Clays and Clay Minerals, 25; 171-186.
- BUSTILLO, M.A. (1976). "Estudio petrológico de las rocas silíceas miocenas de la cuenca del Tajo". Estudios Geol., 32; 451-497.
- BUTLER, G.P. (1969). "Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the Sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf". Jour Sediment. Petrol., 39; 70-89.
- CAILLERE, S. y HENIN, S. (1963). "Minéralogie des argiles". Masson et Cie. Paris, 355 pp.
- CALVET, ROVIRA, F. (1979). "Evolució Diagenètica en els sediments carbonatats del Pleistocè Mallorquí". Tesis Doctoral Universidad de Barcelona. 273 pp. (inédito).
- CAROZZI, A.V. y GERBER, M.S. (1978). "Synsedimentary Chert Breccia: A Mississippian Tempestite. Jour Sediment. Petrol., 48; 705-708.
- CLAYTON, R.N.; JONES, B.F. y BERNER, R.A. (1968). "Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions". Geochim. Cosmochim. Acta, 32; 415-432.
- COMA, J. y FELGUEROSO, C. (1962). Posible edad cretácica de los yesos basales en los bordes de la Sierra de Altomira (Bolarque, Almonacid de Zorita, Jabalara; Provincias de Cuenca y Guadalajara). En: RIOS (Ed.) Materiales salinos del suelo español. Mem. IGME, 64; 45-47.
- COOGAN, A.H. (1969). "Recent and Ancient Carbonate Cyclic Sequences". West Texas Geol. Soc., 69-56; 5-16
- CORTAZAR, D. (1875). "Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca". Mem. Com. Mapa. Geol. Esp. 406 pp.

- CHAVE, K.E.; DEFFEYES, K.S.; WEYL, P.K.; GARRELS, R.M. y THOMPSON, M.E. (1962). "Observations on the solubility of skeletal carbonates in aqueous solutions". Science, 137; 33-34.
- CHAZEN, P.O. y ERLICH, T. (1973). "Low-temperature synthesis of dolomite from aragonite". Bull. Geol. Soc., 84; 3627-3634.
- CHILINGAR, G.V. (1956). "Relationship between Ca/Mg ratio and geologic age". Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 40; 2489-2493.
- CHILINGAR, G.V.; ZENGER, D.H.; BISSELL, H.J. y WOLF, K.H. (1979) "Dolomites and Dolomitization". In: Diagenesis in sediments, LARSEN y CHILINGAR (Eds). Dev. in Sedimentology, n°25 A; 423-536.
- CHOQUETTE, P.W. y PRAY, L.C. (1970). "Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates" Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54; 207-250.
- DAVIES, P.J. y TILL, R. (1968). "Stained dry cellulose peels of ancient and recent impregnated carbonate sediments". Jour Sediment Petrol., 38; 234-237.
- DAVIES, P.J. y FERGUSON, J. (1975). "Dolomite and organic material". Nature, 255; 472-473.
- DEFFEYES, K.S.; LUCIA, F.J. y WEYL, P.K. (1965). "Dolomitization of Recent and Plio Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. In: PRAY y MURRAY (Eds.). Dolomitization and Limestone Diagenesis. SEPM. Spec. Pub., 13; 71-87.
- DEGENS, E.T. y EPSTEIN, S. (1964). "Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments". Geochim et Cosmochim Acta, v. 28; 23-44.
- DELGADO, F. (1977). "Primary textures in dolostones and recrystallized limestones. A technique for their microscopic

- study. Jour. Sediment. Petrol., 47; 1339-1341.
- DICKSON, J.A.D. (1965). "A modified Staining Technique for Carbonates in Thin Section". Nature, 205; 587.
- DOLOMIEU, D. de (1972). "Notas históricas sobre la dolomita y la magnesita. Trad. por J.GOMEZ DE LLARENA". Seminarios de Estratigrafía, nº8; 3-8.
- DUNHAM, R.J. (1962). "Classification of carbonate rocks according to depositional texture". In: HAM (Ed.): Classification of Carbonate Rocks AAPG Memoir 1; 108-121.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969). "Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme". Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 29; 329 pp. Strasbourg.
- ELF-AQUITAINE (1977). "Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés". 2 Tomos. Boussens et Pau.
- ELIZAGA, E.; GUTIERREZ, G.; LENDINEZ, A.; ROBLES, F. y TENA, M. (1978). "Caracterización del Senoniense Continental-Paleógeno en la Hoja de Jalance (provincia de Valencia)". Bol. Geol. y Min., 84; 1-14.
- EMBRY, A.F. y KLOVAN, J. E. (1971). "A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories". Can. Petrol. Geol. Bull. 19; 730-781
- ENOS, P. (1978). "Dolomite, Dolomitization". In: FAIRBRIDGE y BOURGEOIS (Eds.). The Encyclopedia of Sedimentology; 266-274.
- ESQUEVIN, J. (1969). "Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité". Bull Centre. Rech. Pau. S.N.P.A., 3; 147-154.
- ESTEBAN, M. (1974). "Caliche textures and Microcodium". Suppl. Boll. Soc. Geol. Ital., 92; 105-125.
- EVAMY, B.D. (1967). "Dedolomitization and the development of rhomboedral pores in limestones". Jour. Sediment. Petrol.



37; 1204-1215.

- FAIRBRIDGE, R.W. y BOURGEOIS, J. (Eds). (1978). "The Encyclopedia of Sedimentology". In: Encyclopedia of Earth Sciences Series, Volume VI Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. 901 pp.
- FAURE, G. (1977). "Principles of isotope geology". John Wiley and Sons, Inc. New York. 464 p.
- FERNANDEZ CALVO, C. (1978). "Estudio de las Microfacies del Cretácico Superior en la transversal Mota del Cuervo - Alarcón (Provincia de Cuenca)". Tesis de Licenciatura. Facultad Geología. Univ. Compl. Madrid. (inédito) 155 pp.
- FERNANDEZ CALVO, C. (1980). "Dolomitization of the Upper Cretaceous of La Mancha (Province of Cuenca. Spain). First. Eur. Meet. IAS. Bochum: Abstr.; 219-221.
- FERNANDEZ CALVO, C. (1980). "Características sedimentológicas de la plataforma carbonatada cenomaniense de La Mancha (provincia de Cuenca)". IX Congr. Nac. Sedimentología. Salamanca. (en prensa).
- FERNANDEZ CALVO, C.; YEBENES, A.; DE LA PEÑA, J.A. (1979). "Estudio petrológico y sedimentológico del Cretácico Superior en la transversal Mota del Cuervo - Alarcón (Provincia de Cuenca)". Estudios Geol., 35; 219-229.
- FERNANDEZ CALVO, C. y BUSTILLO, A. (1980). "Procesos de silicificación y dolomitización en el Turoniense (Provincia de Cuenca)". I Simposio sobre Diagénesis de Sedimentos y Rocas Sedimentarias. Barcelona (en prensa).
- FERREIRO PADIN, E. (1976). "Hoja y Memoria nº691: Motilla del Palancar. escala 1:50.000. IGME.
- FISCHER, A.G. (1964). "The Lower Cyclothem of the Alpine Triassic". Kansas Geol. Surv. Bull., 169; 107-149.
- FISCHER, W.L. y RODDA, P.U. (1967). "Edwards Formation (Lower Cretaceous), Texas: Dolomitization in a Carbonate Platform System". Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 53; 55-72

- FLÜGEL, E. (1978). "Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kal-  
ken". Springer Verlag; 454 pp.
- FLÜGEL, E. (1981). "Fazies - Lexikon, Mikrofazielle Untersuchungs-  
methoden von Karbonat gesteinen". Institut für Paläontolo-  
gie, Universität Erlangen.
- FOLK, R.L. (1962). "Spectral division of Limestone types". In:  
HAM. (Ed) Classification of Carbonate Rocks AAPG. Memoir  
1; 62-84.
- FOLK, R.L. (1970). "Evidence of peritidal origin for part of the  
Caballos Novaculite (Devonian radiolarian chert), Marathon  
Basin, Texas (abstract)". Abst. Prog. Geol. Soc. Am. Annu.  
Met., 2; 552-553.
- FOLK, R.L. (1-74) "The natural history of crystalline calcium car-  
bonate: Effect of magnesium content and salinity". Jour.  
Sediment. Petrol., Vol., 44 n°1; 40-53.
- FOLK, R.L. y SIEDLECKA, A. (1974). "The "schizohaline" environ-  
ment: its sedimentary and diagenetic fabrics as exempli-  
fied by Late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard".  
Sediment. Geol., II; 1-15.
- FOLK, R.L. y LAND, L.S. (1975). "Hg/Ca ratio and salinity: two  
controls over crystallization of dolomite". Bull. Am.  
Assoc. Pet. Geol., 59; 60-68.
- FONTBOTE, J.M. y RIBA, O. (1956). "Estudio geológico de los alre-  
dores de Mota del Cuervo (Provincia de Cuenca)". Not. y  
Com. IGME, 44; 33-71.
- FREDERICKSON, A.F. y REYNOLDS, R.C. (1960). "How measuring paleo-  
salinity aids exploration". Oil and Gas Jour., 58; 158.
- FREEMAN, T. (1966). "Postlithification dolomite in the Joachim  
and Plattin formations (Ordovician), northern Arkansas  
(abstract)". Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 87; 59.
- FREEMAN, T. (1972). "Sedimentology and Dolomitization of Muschel-  
kal Carbonates (Triassic), Iberian Range, Spain". Am.

Assoc. Petrol. Geol. Bull, 56 (3); 431-453.

FRIEDMAN, G.M. (1980). "Dolomite is an evaporite mineral: evidence from the Rock Record and from Sea-marginal ponds of the Red Sea". In: ZENGER, DUNHAM y ETHINGTON (Eds) Concepts and Models of Dolomitization. SEPM Spec. Pub., nº28; 69-80.

FRIEDMAN, G.M. y SANDERS, J. E. (1967). "Origin and occurrence of dolostones". In: CHILINGAR, BISSEL & FAIRBRIDGE (Eds) Carbonate rocks, origin, occurrence and classification. Dev. in Sedimentology, 9; 267-348.

FRIEDMAN, G.M. y SANDERS, J.E. (1978). "Principles of Sedimentology". John Wiley & Sons. 792 pp.

FÜCHTBAUER, H. (1974). "Sediments and Sedimentary Rocks. 1. In: Sedimentary Petrology Part II. E. Schweizerbart'sche Verlags buch hand Lung Stuttgart. 464 pp.

GABALDON LOPEZ, V. OLIVER, C. y SANCHEZ SORIA, P. (1976). "Hoja y Memoria nº663. Valera de Abajo, escala 1:50.000" IGME.

GAIBAR PUERTAS, C. (1962). "Estudio geológico en torno a un nuevo yacimiento de flora supracretácea española". Not. y Com. IGME, 68; 37-63.

GAINES, A.M. (1980). "Dolomitization Kinetics : Recent Experimental Studies". In: ZENGER, DUNHAM & ETHINGTON (Eds) Concepts and Models of Dolomitization, SEPM Spec Pub. nº28; 81-86.

GAINES, A.M. y HEFFNER, J. D. (1973). "Dolomitization: a new experimental approach". Abst. Prog. Geol. Soc. Am. An. Meet. 5; 628.

GARCIA ABBAD, F.J. (1975). "Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón (Cuenca)". Tesis Doctoral. Univ. Compl. de Madrid. 475 pp.

GARCIA ABBAD, F. (1978). "Implicaciones geomorfológica de la estratigrafía de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica.

Estudios Geol., 34; 215-229.

- GARCIA PALACIOS, M.C. y FERNANDEZ CALVO, C. (1980). "Mineralogía y geoquímica de las arcillas verdes del Sur de Cuenca: Implicaciones paleogeográficas". IX Congr. Nac. Sedimentología. Salamanca (en prensa).
- GARRETT, P. (1977). "Biological communities and their sedimentary record". In: HARDIE (Ed) Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas. The Johns Hopk. Univ. Stud. in Geol. n°22; 124-158.
- GINSBURG, R.N. y JAMES, N.P. (1974). "Holocene Carbonate Sediments of Continental Shelves". In: BURK y DRAKE (Eds). The Geology of Continental Margins Springer Verlag; 137-155.
- GRAF, D.L. y GOLDSMITH, J.R. (1956). "Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite". J. Geol., 64; 173-186.
- GROOT, K. de (1967). "Experimental dedolomitization". Jour Sediment. Petrol., 37; 1216-1220.
- HAM, W.E. (Ed) (1962). "Classification of Carbonate Rocks". Am. Assoc. Petr. Geol. Memoir 1.
- HANSHAW, B.B.; BACK, W. y DIEKE, R.G. (1971). "A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water". Econ. Geology 66; 710-724.
- HARDIE, L.A. y GINSBURG, R.N. (1977). "Layering: The origin and environmental significance of lamination and thin bedding". In: HARDIE (Ed) Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of North west Andros Island, Bahamas. The. Johns Hopk. Univ. Stud. in Geol. n°22; 50-123.
- HECKEL, Ph. H. (1972). "Recognition of ancient shallow marine environments". In: RIGBY (Ed) Recognition of ancient sedimentary environments. SEPM Spec. Pub. 16; 226-286.
- HECKEL, Ph. H. (1974). "Carbonate buildups in the Geologic Record: a Review". In: LAPORTE (Ed) Reefs in Time and Space. SEPM Spec. Pub. n°18; 90-154.

- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1923). "Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña de la fosa del Tajo". Mem. Soc. Esp. Hist. Nat., 15; 183-202.
- HERNANDEZ SAMANIEGO, A. y DEL OLMO ZAMORA, P. (1976). "Hoja y Memoria 632; Horcajo de Santiago; escala 1:50.000" IGME.
- HSÜ, K.J. y SIEGENTHALER, C. (1969). "Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem". Sedimentology, 12; 11-25.
- ILLING, L.V.; WELLS, A.J. y TAYLOR, J.C.M. (1965). "Penecontemporaneous dolomite in the Persian Gulf". In: PRAY y MURRAY (Ed) Dolomitization and Limestone Diagenesis. SEPM. Spec. Pub., 13; 89-111.
- IRWIN, M.L. (1965). "General theory of epeiric clear water sedimentation". Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 49; 445-449.
- JAFFREZZO, M. (1980). "Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien: Micropaléontologie stratigraphique, Biozonation, Paléoécologie. Extension des résultats à la Mésogée". Thèse de Doctorat d'Etat ès Scienc. Nat. Univ. Pierre et Marié Curie (Paris VI).
- JAMES, N.P. (1979). "Shallowing-Upward Sequences in Carbonates". In: WALKER (Ed) Facies Models. Geosc. Canada Reprint Series 1; 109-119.
- JOHNSON, J. H. (1953). "Microcodium Glück est-il un organisme fossile ?". Comp. Rend. Acad. Sci., 237; 84-86.
- JONES, B.F. (1961). "Zoning of saline minerals at Deep Spring Lake". In: Geological Survey Research, 1961: Short Papers in the Geologic and Hydrologic Sciences U.S. Geol. Prof. Pap. 424. B; 199-202.
- KAHLE, C.F. (1977). "Origin of subaerial Holocene calcareous crusts: role of algae, fungi and sparmicritization". Sedimentology, 24; 413-435.

- KATZ, A. (1971). "Zoned dolomite crystals". J. Geol., 79; 38-51
- KATZ, A. y FRIEDMAN, G.M. (1965). "The preparation of stained acetate peels for the study of carbonate rocks". Jour. Sediment. Petrol., 35; 248-249.
- KAUFFMAN, E.G. y SÖHL, N.F. (1974). "Structure and evolution of Caribbean Cretaceous rudist frameworks". Festschrift für Hans Kugler; Jung, Peter (Ed). Mus. Nat. Hist., Basel, Switz; 1-80 (ms).
- KINSMAN, D.J.J. (1969) "Interpretation of  $Sr^{2+}$  concentrations in carbonate minerals and rocks". Jour. Sediment. Petrol., 39; 486-508.
- KLAPPA, C.F. (1978). "Biolithogenesis of Microcodium". Sedimentology, 25; 489-522.
- KNAUTH, L.P. (1979). "A model for the origin of chert in limestone". Geology, 7; 274-277.
- LAND, L.S. (1973). "Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica". Bull. Mar. Sci., 23; 64-92.
- LAND, L.S. (1980). "The Isotopic and Trace Element Geochemistry of Dolomite: The State of the Art.". In: Concepts and Models of Dolomitization ZENGER, DUNHAM and ETHINGTON (Eds). SEPM Spec. Pub. n°28; 87-110.
- LAND, L.S. y HOOPS, G.K. (1973). "Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions". Jour. Sediment. Petrol., 43; 614-617.
- LAND, L.S.; SALEM, M.R.I. y MORROW, D.W. (1975). "Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical evidence". Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., 59; 1602-1625.
- LANE, D.W. (1962). "Improved acetate peel technique". Jour. Sediment. Petrol., 32; 870.
- LAPORTE, L.F. (1975). "Carbonate Tidal-Flat Deposits of the Early

- Devonian Manlius Formation of New York State". In: GINSBURG (Ed). Tidal Deposits; 243-250.
- LAUTENSACH, H. (1932). "Excursión morfológica de Cuenca a la Ciudad Encantada". Bol. Soc. Geographia Nac., 72; 67-75.
- LECLAIRE, L. (1974). "Hypothèse sur l'origine des silicifications dans les grands bassins océaniques. Le rôle des climats hydrolisants". Bol. Soc. Geol. Fr. (7) XVI (2); 214-223.
- LIEBERMAN, O. (1967). "Syntesis of dolomite". Nature, 213; 241-245.
- LINARES GIRELA, L. y RODRIGUEZ ESTRELLA, J. (1975). "El Cretácico del extremo SW de la Ibérica y del borde externo del Prebético (Prov. de Albacete y Cuenca). Correlación y síntesis". I Simp. Cret. Cord. Ibérica, 221-240.
- LINDHOLM, R.C. y FINKELMAN, R.B. (1972). "Calcite staining: Semi quantitative determination of ferrous iron". Jour. Sediment. Petrol., 42; 239-242.
- LONGMAN, M. W. y MENCH, P.A. (1978). "Diagenesis of Cretaceous Limestones in the Edwards Aquifer System of South-Central Texas: A Scanning Electron Microscope Study". Sediment. Geology, 21; 241-276.
- LUCAS, G. y MONTENAT, C. (1967). "Observations sur les structures internes et le developement des Microcodiums". Bull. Soc. Geol. France, 9; 909-918.
- LUCIA, F.J. (1972). "Recognition of evaporite-carbonate sedimentation". In: RIGBY (Ed) Recognition of ancient sedimentary environments. SEPM Spec. Pub. 16; 160-191.
- MARTIN MARTIN, J. M. (1980). "Las Dolomías de las Cordilleras Béticas". Tesis Doctorales Univ. Granada nº265. 2 Tomos.
- MARTIN PARRA, L.M. (1979). "Estudio Petrológico de la Formación arenas de Utrillas en la Región de la Mancha (Sector Norte)". Tesis Licenciatura Fac. Geología Univ. Compl. Madrid 172 pp. (inédito).

- MARTINEZ PEÑA, I. (1956). "El sistema cretáceo sobre la Mesa Manchega". Mem. IGME, 57; 161-174.
- MATHEWS, R.K. (1971). "Diagenetic environments of possible importance to the explanation of cementation fabric in subaerially exposed carbonate sediments". In: BRICKER (Ed) Carbonate cements, The Johns Hopk. Univ. Stud. in Geol., 19; 127-132.
- Mc CRONE, A.W. (1963). "Quick preparation of peel-prints for sedimentary petrography". Jour. Sediment. Petrol., 33; 228-230.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1969). "Estratigrafía y estructura del sector norte de la Sierra de Altomira (Bolarque-Buendía)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 67; 145-160.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971). "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas". Tesis Doctoral Fac. Ciencias Univ. Compl. Madrid (2 tomos).
- MELENDEZ HEVIA, F. (1972). "El sinclinal Cretácico de "Alto Tajo-Valdecabriel" (Serranía de Cuenca)". Bol. Geol. y Min., 83; 211-220.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1972). "El Cretácico Superior-Terciario Inferior de la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira. Ensayo de correlación". Acta Geol. Hisp., VII; 12-14.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1975). "Correlación del Cretácico de la Serranía de Cuenca con el del sondeo Villanueva de los Escuderos -1 (Cuenca)". I Simp. Cret. Cord. Ibérica; 85-97.
- MELENDEZ HEVIA, F.; VILLENA MORALES, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO GARCIA, J.M.; OLIVE DAVO, A.; ASSENS CAPARROS, J.; y SANCHEZ SORIA, P. (1975). "Síntesis del Cretácico de la zona sur de la "Rama Castellana" de la Cordillera Ibérica". I Simp. Cret. Cord. Ibérica; 241-251.
- MEYERS, W.J. (1977). "Chertification in the Mississippian Lake Valley Formation, Sacramento Mountains, New Mexico". Sedi-



- mentology, 24; 75-105.
- MEYERS, W.J. (1978). "Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico". Sedimentology, 25; 371-400.
- MICHARD, A. (1969). "Les dolomies. Une revue". Bull. Serv. Carte géol. Als Lorr. 22(1); 3-92. Strasbourg.
- MIDDLETON, G.V. (1961). "Evaporite solution breccias from the Mississippian of southwest Montana". Jour. Sediment. Petrol. 31; 189-195.
- MORROW, D.W. y MAYERS, J.R. (1978). "Simulation of limestone diagenesis - a model based on strontium depletion". Canadian J.E. Sc., 15; 376-396.
- MOSSER, C.; CALL, J.C. y TAROV, Y. (1972). "Geochimie des illites du Grès a Voltzia (Buntsandstein Supérieur) des Vosges du Nord". Chem. Geol., 10; 157-177.
- MOTTL, M.J. y HOLLAND, H.D. (1975). "Basalt - sea water interaction, sea floor spreading and the dolomite problem (abstract)". Am. Geophys. Union Trans., 56; 1074.
- MÜLLER, G. (1960). "The theory of formation of north Chilean nitrate deposits through "capillary concentration"". Int. Geol. Congr., 21 st., Copenhagen, Rep. Sees., Norden, 1; 7986.
- MÜLLER, G. (1967). "Methods in sedimentary petrology". Hafner Pub. Co, New York, 283 pp.
- MURRAY, R.C. (1969). "Hydrology of south Bonaire, N.A. A rock selective dolomitization model". Jour. Sediment. Petrol., 39; 1007-1013.
- OEHLER, J.H. (1976). "Hydrothermal cristallisation of silica gel". Geol. Soc. Amer. Bull., 8-; 1143-1152.
- PENA, J.A. de la y YEBENES, A. (1977). "Procesos diagenéticos en las rocas carbonáticas del Muschelkalk de la Cordillera

- Ibérica". Cuad. Geol. Ibérica, vol. 4; 437-446.
- PETERSON, M.N.A. y VON DER BORCH, C.C. (1965). "Chert: Modern inorganic deposit in a carbonate precipitating". Science, 149; 1501-1515.
- PHILIP, J. (1972). "Paléoecologie des formations de Rudistes du Cretacé Supérieur. L'exemple du Sud-est de la France". Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 12; 205-222.
- PURSER, B.H. (1972). "Subdivision et interpretation des séquences carbonatées". Mem. BRGM, 77; 679-698.
- PURSER, B.H. (1973). "The Persian Gulf-Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea". Springer, Berlin, 471 pp.
- PURSER, B.H. (1980). "Sédimentation et diagenèse des carbonates maritimes récents". Ed Technip. Tomo 1.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972). "Nuevos datos sobre el Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca". Bol. Geol. y Min., 83; 443-456.
- RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO, J.M. y OLIVE, A. (1975). "Hoja y Memoria nº635 Fuentes, escala 1:50.000" IGME.
- RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO GARCIA, J.M.; OLIVE DAVO, A. y MELENDEZ HEVIA, F. (1975). "El Cretácico de la Serranía de Cuenca y de la Región Fuentes-Villar del Humo: Correlación y cambios de facies". I Simp. Cret. Cord. Ibérica; 189-205.
- RANDAZZO, A.F.; STONE, G.C. y SAROOP, H.C. (1977). "Diagenesis of Middle and Upper Eocene Carbonate Shoreline sequences, Central Florida". Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 61; 492-503.
- READ, J.F. (1973). "Carbonate cycles, Pillara Formation (Devonian) Canning Basin, Western Australia". Bull Can. Petrol. Geol. 21; 38-51.
- READ, J.F. (1974). "Carbonate Bank and Wave-Built Platform Sedi-

- mentation, Edel Province, Shark Bay, Western Australia.  
AAPG Memoir n°22; 1-60.
- READING, H.G. (Ed) (1978). "Sedimentary Environments and Facies". Blackwell Sci. Pub. 557 pp.
- REINECK, H.E. y SINGH, I.B. (1975). "Depositional Sedimentary Environments". (2ª Edic.). Springer Verlag, 437 pp.
- RICCI LUCHI, F. (1978). "Sedimentología" 3 Tomos. CLUEB. Bologna.
- RICHTER, G. y TEICHMÜLLER, R. (1933). "Der Entwicklung der Keltiberischen Ketten". Abh. Ges. Wiss. Göttingen Mathphysikl. 3ª serie; 4-7.
- RIOS, J.M. (1962). "Relación de las principales actividades para investigación de hidrocarburos llevadas a cabo en España, durante 1961". Not. y Com. IGME, 66; 143.
- RIOS, J.M. (1966). "Relación de las principales actividades para investigación de hidrocarburos llevadas a cabo en España, durante 1965". Not. y Com. IGME, 87; 7.
- RIOS, J.M.; GARRIDO, J. y ALMELA, A. (1944). "Reconocimiento geológico de una parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara (La región Cuenca-Priego-Cifuentes)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 42 (1-2); 107-128.
- ROYO GOMEZ, J. (1920). "La sierra de Altomira y sus relaciones con la submeseta del Tajo". Trab. Museo Ciencias Nat. serv. geol. 27.
- RUNNELS, D.D. (1969) "Diagenesis, chemical sediments and the mixing of natural waters". Jour. Sediment. Petrol., 39; 1188-1201.
- SAENZ GARCIA, C. (1944). "Notas y datos de la estratigrafía española. Nota n°20; Extensión de las facies ammoníticas del Turoniense en el Centro de la Península". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 42 (7-8); 494-496.
- SANCHEZ SORIA, P. (1973). "Estudio Geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)". Tesis Doctoral Fac.

Ciencias Univ. Compl. Madrid (inédito).

- SANCHEZ SORIA, P. (1975). "Síntesis del Cretácico de la Sierra de Altomira". I Simp. Cret. Cord. Ibérica; 157-167.
- SCHAFFER, K. (1969). "Verleich - Schaubilder zur Bestimmung des Allochen gehalts bioklastischer Karbonategesteine". N.Jb. Geol. Paläont, Mh Jg 1969 H, z; 173-184
- SCHREIBER, B. Ch. (1978). "Environments of subaqueous gypsum deposition". In: DEAN y SCHREIBER (Ed) Marine Evaporites; SEPM Short Course; 43-73.
- SCHREIBER, B.Ch. y FRIEDMAN, G.M. (1976). "Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite of Sicily as determined from analysis of intercalated carbonates". Sedimentology, 23; 255-270
- SCHUHMACHER, H. (1978). "Arrecifes coralinos". Ed. Omega. Barcelona, 288 pp.
- SELLEY, R.C. (1976). "Introduction to Sedimentology". Acad. Press. London, 408 pp.
- SHENK, P.E. (1967). "The Macumber Formation of the Maritime Provinces, Canada. A Mississippian analogue to Recent Strand-line carbonates of the Persian Gulf". Jour Sediment. Petrol 27; 181-186.
- SHINN, E.A. (1968). "Selective dolomitization of some Recent sedimentary structures". Jour Sediment. Petrol., 38; 612-616.
- SHINN, E.A.; GINSBURG, R.N. y LLOYD, R.M. (1965). "Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas". In: PRAY y MURRAY (Eds) Dolomitization and Limestone Diagenesis. SEPM. Spec. Pub., 13; 112-123.
- SHINN, E.A.; LLOYD, R.M. y GINSBURG, R.N. (1969). "Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas". Jour. Sediment. Petrol., 39; 1201-1228.
- SIESSER, W.G. (1972). "Dolostone from the South African continental slope". Jour Sediment. Petrol., 42; 694-699.

- SMIT, J. (1979). "Microcodium, its earliest occurrence and other considerations". Rev. Micropal., 22; 44-50
- STEINITZ, G. (1977). "Evaporite-chert associations in Senonian Bedded Cherts, Israel". Israel Jour Earth Sci., 26; 55-63.
- STENZEL, A.B. (1971). "Oysters". In: MOORE (Ed) Treatise in Invertebrate Paleontology. Part IV, Bivalvia Vol 3 p i-iv N953-N1224.
- STRAKHOV, N.M. (1953). "Diagenesis of sediments and its significance for sedimentary ore formation". Izv. Akad. Nauk S.S.S.R., Ser. Geol., 5; 12-49.
- TEBUTT, G.E.; CONLEY, C.D. y BOYD, D.W. (1965). "Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric". In: PARKER (Ed) Contributions to Geology. Univ. Wyoming, 1-13.
- TEXTORIS, D.A. (1968). "Petrology of Supratidal, Intertidal and Shallow Subtidal Carbonates, Black River Group, Middle Ordovician, New York, U.S.A.". XXIII Internat. Geol. Congr., 8; 227-248.
- THOMPSON, A.M. (1970). "Tidal flat deposition and early dolomitization Upper Ordovician rocks of southern Appalachian Valley and Ridge". Jour Sediment. Petrol., 40; 1271-1286.
- VIALARD, P. (1973). "Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Iberique Sud-occidentale". Thèse Tr. Lab. Geol. Médit. Univ. Paul Sabatier. Toulouse.
- WEAVER, C.E. y POLLARD, L.D. (1975). "The Chemistry of Clay Minerals". In: Dev. in Sedimentology, 15. Elsevier; 213 pp.
- WEBER, J.N. (1964). "Trace-element composition of dolostones and dolomites and its bearing on the dolomite problem". Geochim. Cosmochim. Acta, 28; 1817-1868.
- WELLS, A.J. (1956). "Cyclic Sedimentation: A Review". Geol. Mag., 97; 389-403.
- WIEDMANN, J. (1975). "Subdivisiones y precisiones bio-estratigrá

ficas en el Cretácico Superior de las cadenas Celtibéricas". I Simp. Cret. Cord. Ibérica; 135-153.

WILSON, J.L. (1975). "Carbonate Facies in Geologic History". Springer Verlag, Berlin; 471 pp.

WILSON, R.C.L. (1966). "Silica Diagenesis in Upper Jurassic Limestones of Southern England". Jour Sediment. Petrol., 36; 1036-1049.

YEBENES, A. (1975). "Estudio petrológico y geoquímico de las "Car niolas del Cretácico Superior" de la Serranía de Cuenca". I Simp. Cret. Cord. Ibérica; 99-111.

YEBENES, A. y ALCALDE, A. (1977). "Geoquímica del boro en las illitas triásicas de la Cordillera Ibérica". Cuad. Geol. Ibérica, 4; 485-494.

ZENGER, D.H. (1965). "Calcite-dolomite ratios vs. insoluble content in the Lockport Formation (Niagaran) in New York State". Jour Sediment. Petrol., 35; 262-265.

## RESUMEN

El Cretácico Superior de La Mancha constituye uno de los ejemplos más interesantes de la Península de sedimentación en una plataforma marina carbonatada, sobre la que se han superpuesto una serie de transformaciones diagenéticas.

Se han considerado una serie de unidades litoestratigráficas informales, de fácil reconocimiento sobre el terreno, denominadas: "Arcillas verdes cenomanienses", "Dolomías y margas dolomíticas cenomanienses", "Dolomías y calizas turonienses" y "Margas y calizas senonienses", estudiándose sus variaciones internas y su contenido faunístico.

A partir de un estudio petrológico detallado se han caracterizado estos materiales en una serie de microfacies, significativas para cada unidad diferenciada, describiéndose la textura y componentes de cada una de ellas. Su interpretación ha sido la base para el conocimiento de la sedimentología y diagénesis del Cretácico Superior de esta región.

Los análisis mineralógicos y geoquímicos realizados en las arcillas de la transición a la sedimentación carbonatada reflejan una mayor influencia marina de SW a NE, así como en la evolución vertical, dentro de un medio de transición. Se desarrolla, a continuación, una sedimentación de plataforma marina carbonatada en condiciones restringidas, con formación de secuencias "shallowing upward" a lo largo de la zona W. En el tránsito Cenomaniense-Turonense se producen las condiciones marinas más claras, con local influencia de sedimentación pelágica en el SW. Durante el Turonense inferior se desarrollan bioconstrucciones de rudistas en una plataforma somera. En el período comprendido entre el Turonense inferior y el Santoniense no existe un registro sedimentario claro. La alteración bajo condiciones continentales, con presencia de *Microcodium*, significa una etapa regresiva que divide en dos ciclos sedimentarios el Ciclo del Cretácico Superior, y trae consigo variaciones paleogeográficas durante el Senoniense,

en el que se produce una sedimentación mixta carbonatado-evaporítica.

Los procesos diagenéticos están directamente relacionados con la propia evolución de la cuenca. Las condiciones restringidas de sedimentación durante el Cenomaniense son la causa de su dolomitización penecontemporánea. Sin embargo, los materiales turonienses son los más intensamente dolomitizados y dedolomitizados. Su estudio indica que es un reemplazamiento que pudo realizarse en la zona de mezcla de aguas marinas y meteóricas, determinada por las condiciones regresivas de la sedimentación. Relacionado con este proceso de dolomitización se produjo una importante silicificación. Por último, la disolución de los niveles evaporíticos intercalados en los carbonatos senonienses causó el colapso y la brechificación de estos materiales.

